



Département de Géologie

Licence STE – S5
Géologie structurale
Septembre 2009

Jean-François Moyen

Informations pratiques

1. Enseignant et contacts

Ce cours est assuré par **Jean-François Moyen**. Je suis pour le moment en transit entre les Universités de Stellenbosch (Afrique du Sud), et de Saint-Etienne, que je rejoindrais définitivement à la fin de l'année 2009. Je quitterais Saint-Etienne fin Septembre, pour y revenir courant Décembre.

La façon la plus fiable de me joindre est donc le courrier électronique, jfmoyen@gmail.com. N'hésitez pas à l'utiliser pour toutes questions liées au cours.

Vous pouvez aussi essayer de passer me voir à la Faculté des Sciences (pendant le mois de Septembre seulement, à l'évidence !), mais vérifiez avant que je serais bien présent...

2. Contenu du cours et objectifs

Ce cours constitue une introduction à la géologie structurale et à la tectonique. Y sont abordées :

- les notions de base sur les contraintes et le comportement rhéologique des matériaux solides ;
- les modalités de déformation des cristaux et des roches ;
- la description et la caractérisation des structures de déformation à différentes échelles, du cristal aux plaques lithosphériques.

A l'issue de ce cours, les étudiants seront capables de :

- Reconnaître et décrire les principales structures de déformation aux différentes échelles ;
- Expliquer leur origine et la façon dont elles se forment ;
- Les replacer dans un contexte local ou régional (échelle supérieure), et comprendre leurs relations ;
- Avoir quelques notions sur les différentes associations structurales qui se forment dans différents contextes tectoniques.

3. Horaires et planning

Pour des raisons logistiques, ce cours est concentré sur trois semaines du mois de Septembre. Il se compose de 10 séances de 4 heures chacune :

- Deux séances sur le terrain (Rochetaillée/Gouffre d'Enfer) les 17 et 18 Septembre ; **le rendez-vous pour ces séances est directement sur le terrain et les étudiants s'organiseront pour s'y rendre.**
- Une séance de dépouillement et interprétation des données terrain ;
- Sept séances composées chacune d'un cours de deux heures suivi d'un TP/TD de deux heures (sauf les deux Mardi, indiqués « 3 heures »).
- Matin : 8h30-12h30 ; après-midi : 13h30-17h30 (13h-16h le Mardi)

Planning **prévisionnel** :

	Cours	TD/TP
Semaine du 1 au 5 septembre		
Mercredi 2 Septembre (après-midi)	Décrire les déformations: ellipsoïde de déformation	Quantification de la déformation
Jeudi 3 Septembre	Forces et contraintes ; Rhéologie	Cercle de Mohr, rupture
Vendredi 4 septembre (matin)	Rhéologie	Rhéologie pâtissière
Semaine du 14 au 18 septembre		
Mardi 15 Septembre (après-midi; 3h)	Tectonique ductile (1): foliations, linéations, etc.	Description d'ellipsoïdes de déformation
Mercredi 16 Septembre (matin)	Tectonique ductile (2): plis	Mesure et représentation d'éléments structuraux (stéréogrammes)
Jeudi 17 Septembre (après-midi)	Gouffre d'enfer (1)	
Vendredi 18 Septembre (matin)	Gouffre d'enfer (2)	
Semaine du 21 au 25 septembre		
Mardi 22 Septembre (après-midi, 3h)	Tectonique cassante (1)	Test
Mercredi 23 Septembre (matin)	Tectonique cassante (2)	Populations de faille, reconstitution de contraintes
Jeudi 24 Septembre (après-midi)	Gouffre d'Enfer : synthèse en salle	

4. **Matériel**

Pour la plupart des séances (de TD en particulier), il sera utile d'avoir une calculatrice, une règle graduée, éventuellement un rapporteur. Quelques feuilles de papier calque seront nécessaire. Si vous avez une boussole de géologue, vous pouvez l'apporter.

Pour les deux demi-journées sur le terrain, équipement de terrain habituel (carnet, appareil photo...).

5. Evaluation

Le cours est noté par contrôle continu uniquement. La note de cours se composera des éléments suivants :

- Compte-rendu de terrain, à l'issu de la dernière séance de TD ;
- Essai ; chaque étudiant rédigera un essai sur un thème qui sera indiqué plus tard. Les essais seront présentés sous la forme d'articles scientifiques (avec abstracts, liste de références) qui ne dépasseront pas 8 pages A4 recto simple, illustration comprise. Un minimum de 5 références (autres que des sites web – articles, livres, etc. – ce qui ne veut pas dire que vous ne devez pas utiliser internet !) sera fourni.
- Un test en salle (durée : une heure, tous documents autorisés) le Mardi 22 Septembre.

Chacun de ces éléments compte pour *un tiers* de la note finale.

6. Livres de référence

Les étudiants sont chaudement encouragés à compléter ce cours par des lectures individuelles. Il existe, heureusement, de nombreux livres et manuels de géologie structurale et de tectonique (mais la plupart sont en Anglais).

En Français, le plus utilisé est celui de **J. Mercier et P. Vergely**, « *Tectonique* » (coll. Géosciences, Dunod). Un peu tristounet mais très complet, essentiellement orienté sur la mécanique des roches.

On peut aussi consulter, pour les aspects tectoniques et géodynamiques, « *La déformation des continents* », par **L. Jolivet** (Hermann). On y trouve aussi des utiles rappels de rhéologie, déformation, etc., présentés de façon plus simple que dans le précédent.

Enfin, il existe plusieurs livres axés sur des illustrations (par exemple « *Ce que disent les roches* », **M. Mattauer** (Belin)), ou orientés grand public (nombreux livres de **M. Mattauer**).

En anglais, le choix est large. On peut citer les classiques (toujours d'actualité) de Ramsay¹ :

J.G. Ramsay (1967): *Folding and Fracturing of Rocks*. 568pp., McGraw - Hill, New York. THE classic textbook on Structural Geology; emphasis is on geometrical and (semi-)quantitative analysis and interpretation of structures (strain analysis, fold analysis, stress-strain relationships), a must-have for any specialist.

Ramsay and Huber (1983): *The Techniques of Modern Structural Geology; Vol. 1: Strain Analysis*. Academic Press, London, 307pp. Combination of a textbook and lab manual, very well illustrated with numerous excercises and solutions, from simple to advanced level; recommended for excercises and certain chapters on particularly strain analysis. Expensive.

¹ Je garde les commentaires en Anglais de mon collègue Alex Kisters, Stellenbosch.

Ramsay and Huber (1987): *The Techniques of Modern Structural Geology; Vol. 2: Folds and Fractures*. Academic Press, London, 393pp. 2nd part of Ramsay and Huber's textbooks, identical in style to volume one, here dealing with analysis of folds and fractures.

Parmi les "textbooks" récents, les deux meilleurs sont sans doute

Davis and Reynolds (1996): *Structural geology of rocks and regions*. John Wiley Sons, New York, 776pp. Probably the most comprehensive textbook on the subject, including structural geology and chapters about tectonics. Slightly unusually structured, but very well written and superbly illustrated; is the 2nd, revised edition of the original textbook by Davis (1984); best value for money (relatively inexpensive compared to other textbooks despite hardcover version) and highly recommended.

v.d. Pluijm and Marshak (1997): *Earth Structure: an introduction to structural geology and tectonics*. McGraw Hill, 495pp. Probably the best structured and written textbook, superbly illustrated, dealing with both structural geology and tectonics; unfortunately very expensive.

Je recommanderais à tout étudiant intéressé par la géologie structurale de se procurer le livre de Davis et Reynolds (amazon.com, etc.), relativement bon marché (\$80 quand même, ce qui reste raisonnable pour un gros livre scientifique. Chercher à en obtenir un exemplaire d'occasion). Il est en Anglais, mais il est supérieur à ce que vous trouverez en Français – et de toute façon, vous n'espérez pas faire une carrière scientifique sans au moins comprendre et écrire l'Anglais, non ?

A un niveau plus avancés, les journaux (de recherche) qui publient des articles de géologie structurale sont surtout *Journal of Structural Geology*, *Tectonophysics*, *Tectonics*.

Mais vous trouverez aussi des articles structuraux par exemple dans : *Geology*, *Precambrian Research*, *Journal of Geophysical Research*, *Geol. Soc. America Bulletin*, *Geol. Soc. London Journal*, etc.

Ce cours est construit essentiellement à partir des cours de René-Pierre Menot (Saint Etienne), et Alex Kisters (Stellenbosch), qui ont été assez aimable pour me donner leurs documents de cours !

Plan du cours

Informations pratiques	i
1. Enseignant et contacts	i
2. Contenu du cours et objectifs.....	i
3. Horaires et planning.....	i
4. Matériel	ii
5. Evaluation	iii
6. Livres de référence	iii
Plan du cours	1
Introduction.....	3
I. Déformation et contrainte	4
1. Les déformations	4
1.1. Les composants de la déformation	4
1.2. Vitesse et taux de déformation	7
1.3. Types de déformation : un peu de vocabulaire.....	8
1.4. L'ellipsoïde de déformation (<i>strain ellipsoid</i>).....	8
1.5. Peut-on observer un ellipsoïde de déformation dans les roches ?	13
2. Les forces.....	14
3. Les contraintes	15
3.1. Décomposition d'une contrainte sur un plan	15
3.2. Contraintes pluri-axiales	17
3.3. Relation géométrique entre contrainte et déformation	19
4. Rhéologie.....	21
4.1. Modes de déformation des matériaux terrestre	21
4.2. Lois de déformation simples.....	23
4.3. Déformation des roches : une succession de modes de déformation	26
4.4. Paramètres contrôlant la rhéologie des roches.....	28
4.5. Stratification rhéologique de la lithosphère	33
II. Déformation ductile	36
1. Mécanismes physiques de la déformation plastique.....	36
1.1. Microfracturation et cataclase	36
1.2. Macles de déformation (<i>mechanical twinning</i>)	36
1.3. Pression-dissolution (<i>dissolution creep</i> , ou <i>pressure-solution</i>)	37
1.4. Fluage par diffusion	38
1.5. Fluage par dislocation (<i>dislocation creep</i>)	39
1.6. Recristallisation	40
2. Foliations et linéations : les fabriques tectoniques des roches	41

2.1.	La fabrique des roches	41
2.2.	Les éléments structuraux planaires	42
2.3.	Types de linéations	46
2.4.	Fabrique et orientation de l'ellipsoïde de déformation	47
2.5.	Déformation coaxiale ou non-coaxiale	48
3.	La déformation ductile hétérogène	53
3.1.	Les zones de cisaillement.....	53
3.2.	Les boudins	54
3.3.	Les plis	56
4.	Les plis.....	56
4.1.	Terminologie descriptive	56
4.2.	Plissement par flexion : les plis isopaques	64
4.3.	Plissement par cisaillement ou aplatissement : les plis anisopaques (plis passifs)	69
5.	Tectonique ductile à l'échelle régionale	71
5.1.	Associations de plis et chevauchements	71
5.2.	Domaines profonds des zones déformées	72
III.	Déformation cassante.....	75
1.	La rupture des roches	75
1.1.	Mécanismes macro- et microscopiques.....	75
1.2.	Géométrie	76
2.	Joint, fractures et veines	78
2.1.	Joint et diaclases	79
2.2.	Fentes de tension, stylolithes.....	79
3.	Les failles.....	81
3.1.	Les principaux types de failles	81
3.2.	Etude des failles sur le terrain	84
3.3.	La complexité des « vraies » failles	89
3.4.	Morphologie associée aux failles	93
4.	Tectonique cassante à l'échelle régionale.....	94
4.1.	Systèmes de failles normales	94
4.2.	Systèmes de failles inverses	97
4.3.	Chevauchements	98
4.4.	Systèmes décrochants	102
IV.	Mini-lexique	106
1.	Mécanique et rhéologie.....	106
2.	Déformation ductile.....	110
3.	Déformation cassante	114

Introduction

Géologie structurale = étude des déformations subies par les roches.

Tectonique = étude de l'histoire des mouvements qui ont formé une région.

L'étude des structures tectoniques (on ignore ici les structures primaires telles que litage, etc.) nécessite :

- Description de
 - leur nature (plis, failles, foliations...)
 - leur géométrie (orientation, répartition...)
 - leur chronologie au moins relative
- Cinématique (quels mouvements ont créé ces structures ? Evolution dans le temps ?)
- Mécanismes de déformation (quelles forces sont responsables de ces mouvements ? Comment les roches se déforment-elles ?)

NB – Ce qu'on observe sur le terrain, ce sont des roches déformées. Ce n'est pas la déformation elle-même (cinématique), qui est finie depuis longtemps ; encore moins les forces responsables. La reconstitution des déformations et des forces est donc un modèle, basé sur les observations. Notre but, en tant que géologues, est de construire un modèle qui rende compte de toutes nos observations (et idéalement, qui est capable d'en prédire d'autres). Si ce n'est pas le cas, il faut changer de modèle – et c'est le processus scientifique normal.

NB – Dans le texte, les équivalents anglais des termes français sont indiqués en italique, aussi systématiquement que possible.

I. Déformation et contrainte

1. Les déformations

En géologie, “déformation” est un terme générique qui décrit les changements de forme, de position ou d’orientation d’un corps soumis à des contraintes. C’est le seul élément que l’on peut décrire à partir d’objets géologiques.

1.1. Les composants de la déformation

La déformation peut se décrire comme une combinaison de 4 composants :

- Translation
- Rotation
- Distorsion (ou « déformation (interne) », attention aux confusions ; l’anglais a deux mots, « *deformation* » pour la déformation et « *strain* » pour la distorsion)
- Changements de volume

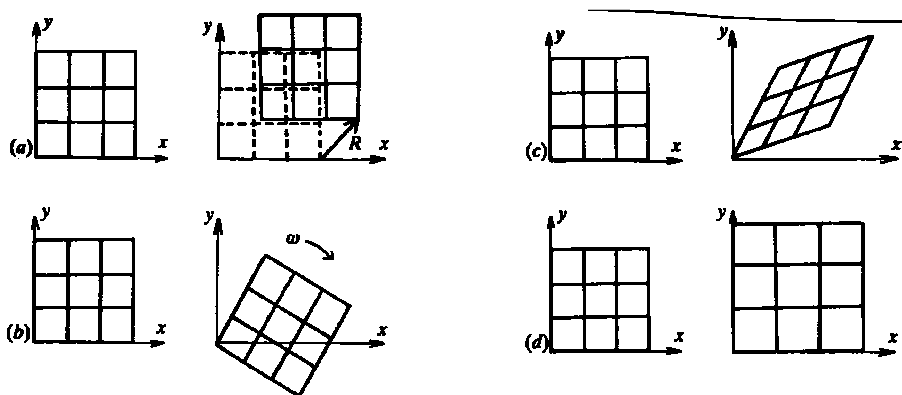
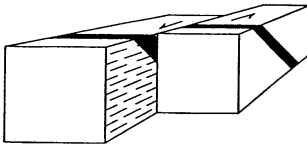
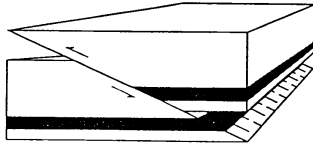
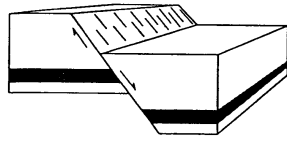


Figure 1. Les 4 types de déformation : translation, rotation, distorsion (cisaillement ici) et dilatation.

a. Translation

= changement de position.



Vector fields and geological examples of translation

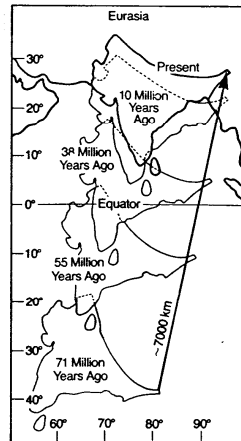
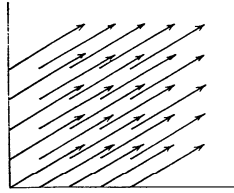
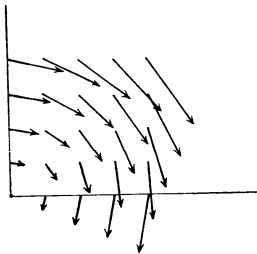


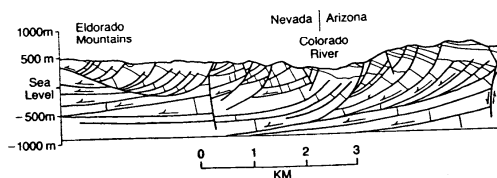
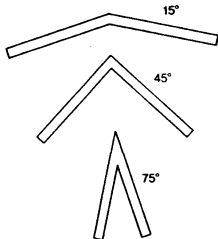
Figure 2. Exemples de translation, à différentes échelles (de l'affleurement au continent). Les vecteurs déplacement sont tous parallèles.

b. Rotation

= changement d'orientation



West East



17° Clockwise Rotation



44° Clockwise Rotation



63° Clockwise Rotation



Figure 3. Exemples de rotation, à différentes échelles ; surtout en association avec des failles courbes (failles listriques).

c. Déformation interne (distorsion) (= strain)

= changement de forme.

C'est le composant le plus important de la déformation, pour le géologue !

Déformation linéaire

Allongement dans un sens, raccourcissement dans l'autre, comme un élastique qu'on étend ou une boule de pâte à modeler qu'on écrase. On peut le quantifier de plusieurs façons :

- Allongement relatif, ou extension (*elongation*) :

$$\varepsilon = \frac{\Delta l}{l_0} = \frac{l_f - l_0}{l_0} ; \varepsilon \text{ est négatif dans le cas de raccourcissement.}$$

- Etirement (*stretch*) : $S = \frac{l_f}{l_0} = 1 + \varepsilon$

- Elongation quadratique (*quadratic elongation*) :
 $\lambda = S^2 = (1 + \varepsilon)^2$

Le premier des trois est le plus utilisé (cf. plus loin partie rhéologie).

Déformation cisailante (ou angulaire)

De la même façon une déformation angulaire peut se mesurer par l'angle que font deux droites initialement orthogonales : le cisaillement angulaire (*angular strain*) Φ . On utilise aussi la déformation cisailante (*shear strain*) γ ; ils sont reliés par $\gamma = \tan \Phi$.

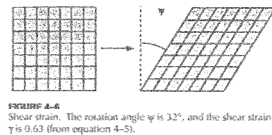
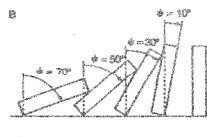
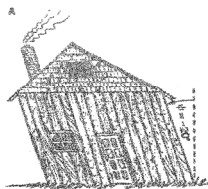


FIGURE 4-6
Shear strain. The rotation angle ψ is 32° , and the shear strain γ is 0.63 (from equation 4-5).

Figure 4. Déformation cisailante.



d. Gain/perte de volume

Elle peut avoir lieu par différents mécanismes tels que

- Compaction et fermeture de vides (porosités) entre les grains ;
- Dissolution d'une partie de la roche ;
- Fracturation de la roche (qui augmente le volume en créant des vides entre les fragments) ;
- Expansion/contraction due à des changements de pression (en pratique le plus souvent marginal dans la croûte ; cf. cependant formation de joints/diaclases) ;
- Réaction minérales et formation de nouveaux minéraux de volume molaire différent (métamorphisme).

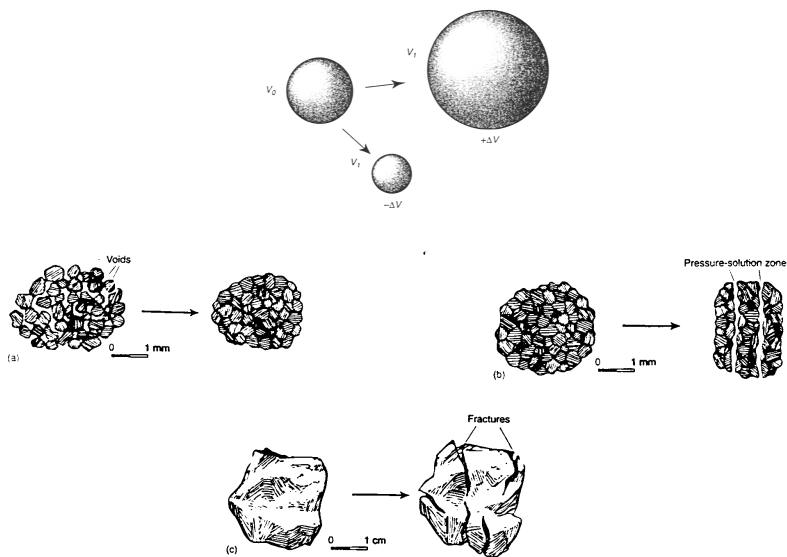


Figure 5. Changement de volume. En haut, dessin de principe. En bas, exemples plus réalistes avec dilatation (à droite, formation de fissures remplies) ou contraction (en bas, fracturation).

1.2. Vitesse et taux de déformation

La vitesse (ou taux) de déformation (*strain rate*) est un paramètre important ; on peut le quantifier par $\dot{\epsilon} = \frac{d\epsilon}{dt}$ (c'est la dérivée de la quantité de déformation par rapport au temps, notée avec un point en physique). Elle s'exprime en s^{-1} .

Faute de pouvoir accéder à la dérivée, on peut l'approcher par $\dot{\epsilon} = \frac{\epsilon}{\Delta T}$, si on peut estimer la durée ΔT de la phase de déformation. Evidemment, la question est de savoir si ce taux moyen est représentatif de la vitesse instantanée de la déformation !

1.3. Types de déformation : un peu de vocabulaire

a. Homogène ou hétérogène

La déformation est dite homogène (*homogeneous*) si des lignes initialement parallèles le restent après la déformation. On parle sinon de déformation hétérogène (*inhomogeneous*, *heterogeneous*), ce qui est d'ailleurs le cas général dans la nature.

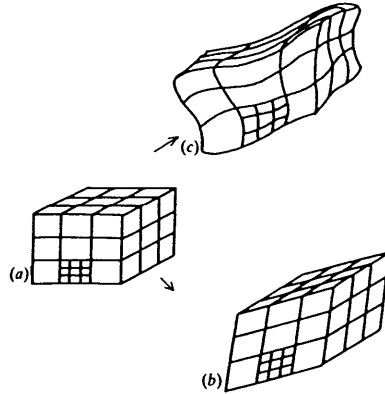


Figure 6. Déformation homogène et hétérogène.

b. Continue ou discontinue

La déformation est continue si ses propriétés varient progressivement dans l'objet déformé (pli, par exemple) ; elle est discontinue sinon (faille) (*continuous*, *discontinuous*).

c. Incrémentale ou finie

Enfin, on parle de déformation finie (ou totale ; *finite strain*, *total strain*) quand on considère la forme de l'objet final ; par opposition à la déformation incrémentale (*incremental*, *progressive strain*), le petit « morceau » de déformation qu'on ajoute à un moment donné.

1.4. L'ellipsoïde de déformation (*strain ellipsoid*)

a. Déformation d'un marqueur rond

Si on considère un marqueur rond à l'origine, qui est soumis à une déformation homogène, il se transforme en une ellipse : l'ellipse de déformation. L'orientation et la taille de l'ellipse permet de décrire totalement la distorsion subie par l'objet.

Si le diamètre du cercle initial était de 1, la longueur des deux axes principaux de l'ellipse vaut $1 + \epsilon_1$ et $1 + \epsilon_2$ (ϵ est défini plus haut) pour respectivement le grand axe (déformation maximale, *maximum strain* ; ou X) et le petit (déformation minimale, *minimal strain* ; Y). On utilise souvent le rapport entre la taille des deux axes (rapport de forme, *aspect ratio*) pour avoir une idée de l'intensité de la déformation.

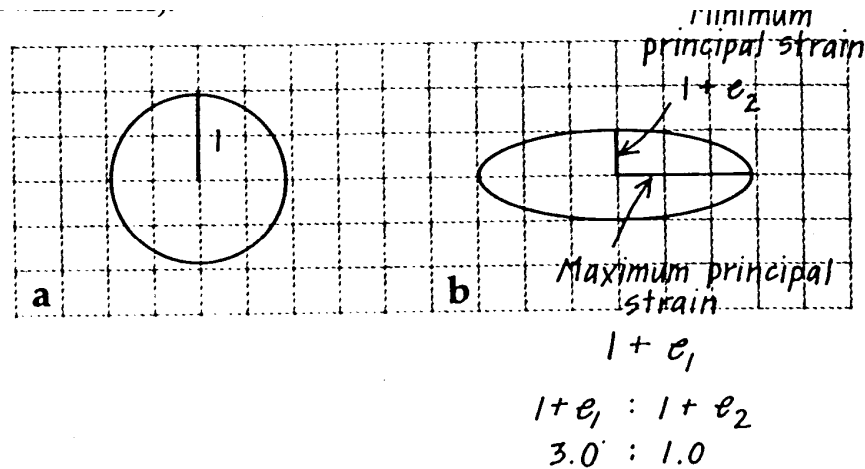


Figure 7. Ellipse de déformation. Ici, le rapport de forme vaut 3, ou 3 : 1

NB – En fait, comme le terme anglais (strain ellipse) le suggère, il s'agit d'une ellipse de distorsion. La déformation nous échappe, puisqu'on n'a pas accès de cette façon à la translation ou la rotation (sauf si on a une référence externe).

NB – Si la déformation n'est pas homogène (ce qui est le cas dans la nature !), on ne sait pas décrire la déformation de façon simple. La solution est alors de découper l'objet déformé en fragments assez petits pour que la déformation dans chaque fragment soit à peu près homogène.

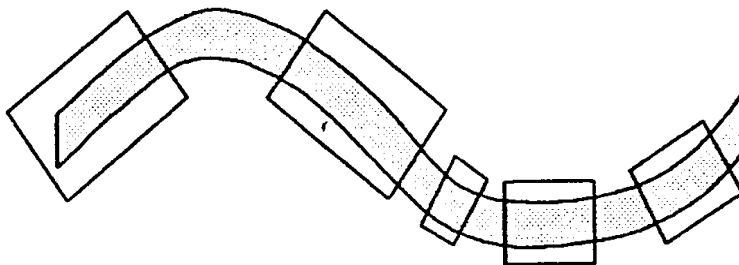


Figure 8. Un objet déformé de façon hétérogène peut se décrire en le subdivisant en domaines plus petits où la déformation est à peu près homogène.

De la même façon, en 3 dimensions une sphère se déforme en un ellipsoïde dont les 3 axes sont $X > Y > Z$

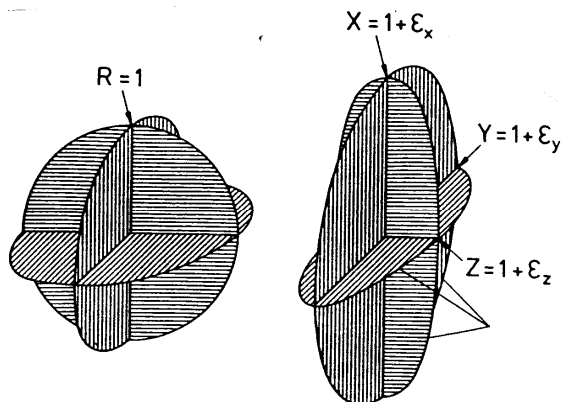


Figure 9. Ellipsoïde de déformation. La sphère (à gauche, matérialisée par 3 plans orthogonaux) se transforme en un ellipsoïde.

b. Les deux types de distorsion homogène

Un marqueur sphérique peut être déformé de deux façons différentes : en « l'écrasant », et en le « cisillant ». De façon un peu plus rigoureuse, on parle de déformation coaxiale (ou non-rotationnelle, ou cisaillement pur / *coaxial strain, non-rotational strain, pure shear*) et de déformation non-coaxiale (ou rotationnelle, ou cisaillement simple / *non-coaxial strain, rotational strain, simple shear*).

Dans une déformation coaxiale, les axes principaux de l'ellipse de déformation ne tournent pas. Un cas particulier de déformation coaxiale est le cisaillement pur, si le volume ne change pas. A l'inverse dans la déformation non coaxiale (cas particulier : cisaillement simple), les axes peuvent tourner.

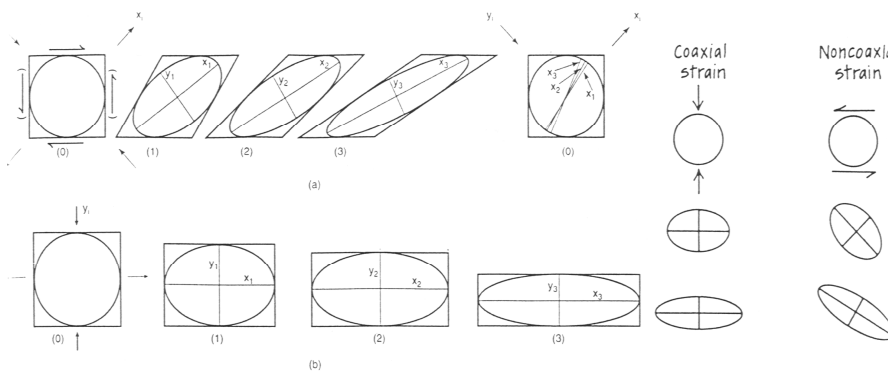


Figure 10. Déformation non coaxiale (cisaillement simple) en haut, et coaxiale (cisaillement pur) en bas.

Déformation coaxiale

- Les axes de la déformation restent fixes durant une déformation progressive (cf. Figure 10) (la déformation est coaxiale) ;
- Les axes principaux de la déformation (X, Y) ne tournent pas (la déformation est non-rotationnelle) ;
- L'ellipse de déformation peut être découpée, à tout moment, en secteurs en raccourcissement, et secteurs en allongement ; ils sont séparés par des lignes neutres, à 45° des axes principaux ;
- Durant une déformation progressive, les lignes peuvent passer d'un secteur compressif à un secteur extensif (ou l'inverse) ;
- Les mouvements relatifs des particules sont complexes ;
- Idéalement, les secteurs extensifs et compressifs sont séparés par des zones de cisaillement conjuguées (à 90° à l'origine, mais elles sont aplaties par les incréments de déformation suivants).

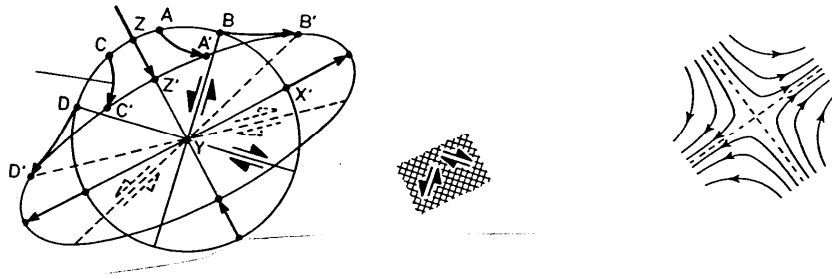


Figure 11. Déformation coaxiale : trajets des particules, et développement de zones de cisaillement conjuguées entre les secteurs compressifs et extensifs.

Déformation non-coaxiale

- Les axes de la déformation changent durant une déformation progressive (cf. Figure 10) (non-coaxial) ;
- Les axes principaux (X, Y) tournent (déformation rotationnelle) ;
- Les mouvements relatifs des particules sont tous parallèles entre eux, et parallèles au plan de glissement (cf. paquet de cartes) (c'est un cisaillement « simple ») ;
- Comme dans le cas coaxial, il y a des secteurs en extension et des secteurs en compression, qui changent au cours de la déformation.

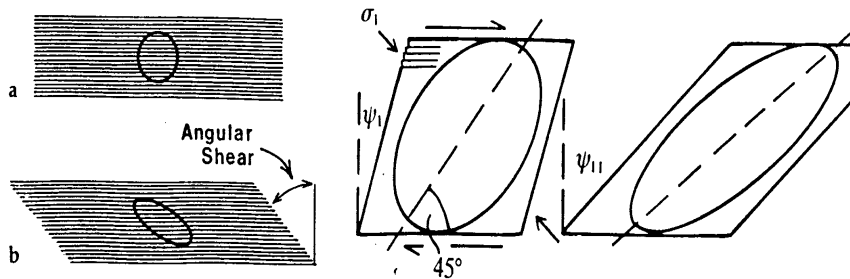


Figure 12. Déformation non-coaxiale : glissement relatif des particules sur des plans tous parallèles.



Notez que l'ellipse de déformation en cisaillement simple n'est pas alignée avec le plan de glissement !

c. Forme de l'ellipsoïde de déformation

En 3 dimensions, l'ellipsoïde de déformation est défini par ses 3 axes, $X \geq Y \geq Z$. Selon la taille relative des 3 axes, on peut distinguer deux cas extrêmes :

- $X > Y = Z$. L'ellipsoïde prend la forme d'un cigare (*prolate shape*). Cette situation correspond à un étirement selon X (constriction, *constriction*).
- $X = Y > Z$. L'ellipsoïde a la forme d'une crêpe (*oblate shape*). C'est un écrasement selon Z (aplatissement, *flattening*).

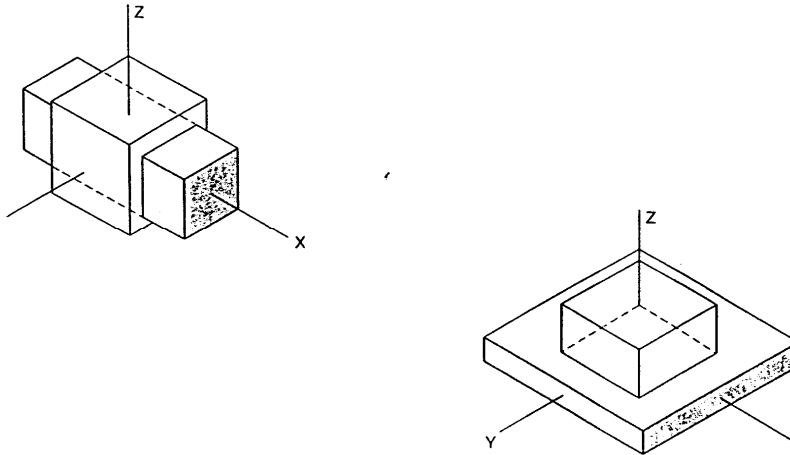


Figure 13. Déformation en constriction, à gauche ; et en aplatissement, à droite ; d'un objet initialement cubique.

Une façon simple de représenter les différents cas est de construire un diagramme (diagramme de Flinn), ou on porte

X/Y en fonction de Y/Z . Le paramètre de Flinn, $k = \frac{X/Y - 1}{Y/Z - 1}$,

permet de décrire la forme de l'ellipsoïde. k peut varier de 0 ($X = Y$, aplatissement) à $+\infty$ ($Y = Z$, constriction), en passant par toutes les valeurs intermédiaires. Si $k > 1$, c'est la constriction qui domine ; si $k < 1$, c'est l'aplatissement qui domine.

NB – Il existe évidemment plusieurs paramètres pour exprimer cette relation. L'expression du paramètre de Flinn, k , permet d'avoir des valeurs qui varient de 0 à $+\infty$.

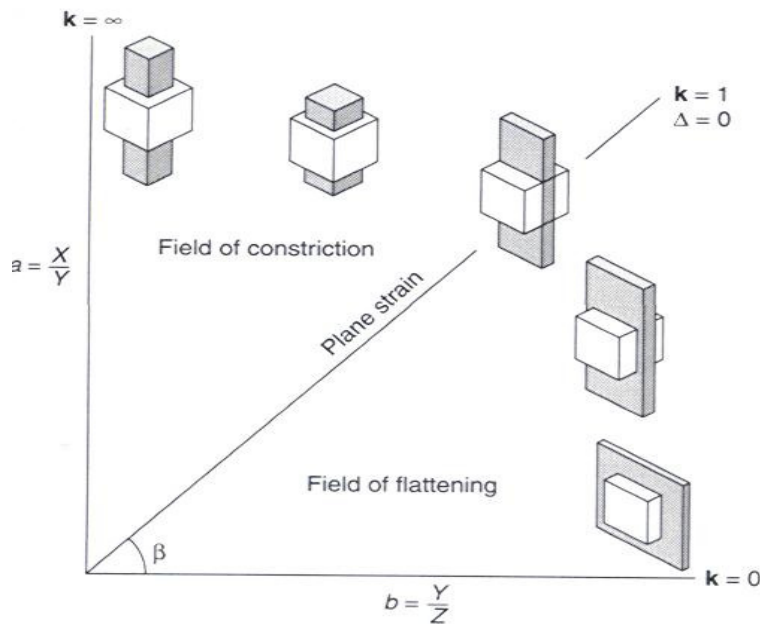


Figure 14. Diagramme de Flinn. Un cube blanc est déformé en différents parallélépipèdes gris.

1.5. Peut-on observer un ellipsoïde de déformation dans les roches ?

C'est le but de la géologie structurale sur le terrain !

De façon générale, on peut observer un ellipsoïde de déformation finie (ou totale) (*finite strain, total strain*). On ne peut pas savoir par quel chemin (*strain path*) on est arrivé à cet état de déformation.

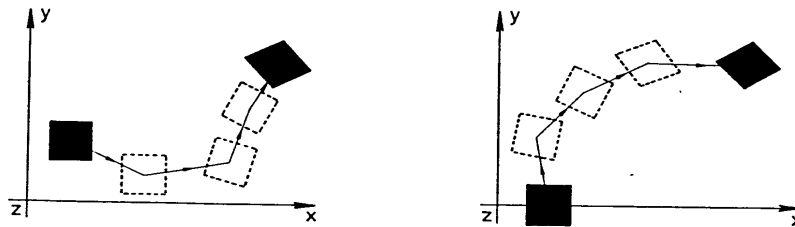


Figure 15. Déformation finie et trajectoire de déformation. Les deux roches (à gauche et à droite) ont la même déformation finie (rotation, translation, distorsion) ; mais elles sont arrivées à cet état par différents trajets.

Possible strain paths of a geological body. Note the the finite strain recorded in the rock is identical in both examples, but the strain path (incremental strains) may have been very different

D'autre part, si on peut facilement observer la déformation interne (distorsion, *strain*), il n'est pas toujours facile de quantifier les déplacements, sauf si on connaît la position initiale de l'objet.

Sur le terrain, on utilise différents marqueurs de déformation (*strain markers*) —cf. les chapitres suivants de ce cours !

Enfin, il faut se poser les questions d'échelle dans la description de la déformation.

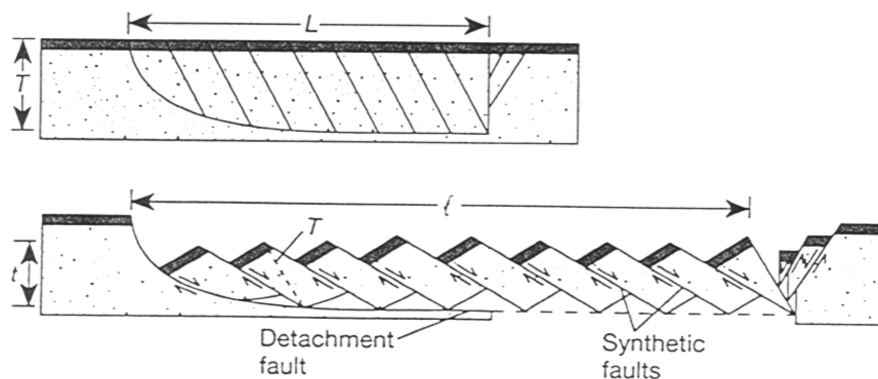


Figure 16. Questions d'échelle dans la description de la déformation. A l'échelle de tout le bloc, la déformation correspond à un allongement dans le sens horizontal et un raccourcissement vertical, de façon homogène. Mais si on « zoome », cette déformation correspond à un assemblage de translations et de rotations sur les différentes failles. .

2. Les forces

Une force (*force*) = peut générer une accélération, $F = m.\vec{a}$.

En géologie structurale, on peut distinguer deux types de forces :

- Les forces de volume, qui affectent tout le volume de roches concerné (poids par exemple) ;
- Les forces aux limites, qui agissent au limite du système et sont transmises aux roches étudiées (forces tectoniques en général : traction du slab par exemple...)

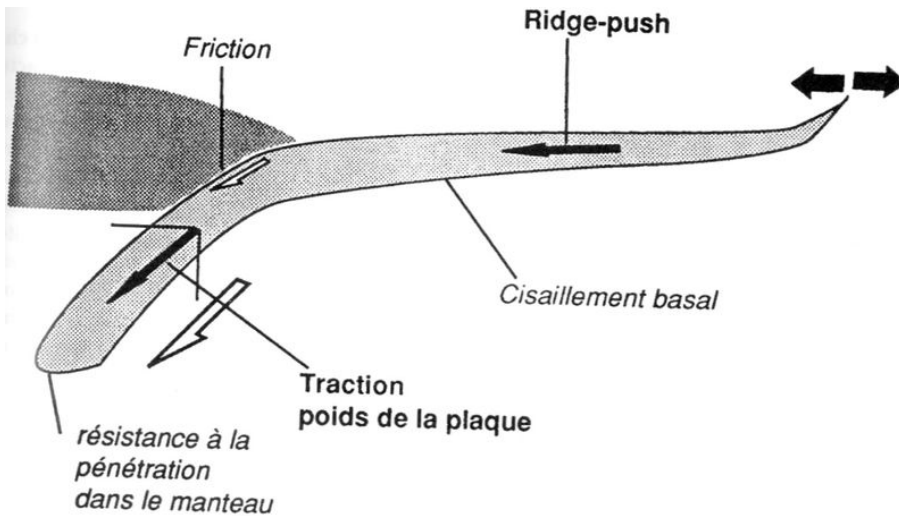


Figure 17. Forces appliquées sur une plaque océanique : poussée de la dorsale, traction du slab, frottement basal. Pour un volume de roche situé loin de la dorsale, toutes ces forces sont des forces aux limites.

3. Les contraintes

Définition : une force exercée sur une surface exerce une contrainte (stress), $\vec{\sigma} = \frac{\vec{F}}{s}$.

NB –

- Une contrainte est homogène à une pression ; elle s'exprime donc en Pa (unité SI) ou en bar, et leurs multiples (en général en géologie, kbar et GPa, 1 GPa = 10 kbar)
- Une contrainte, contrairement à une pression, est un vecteur.

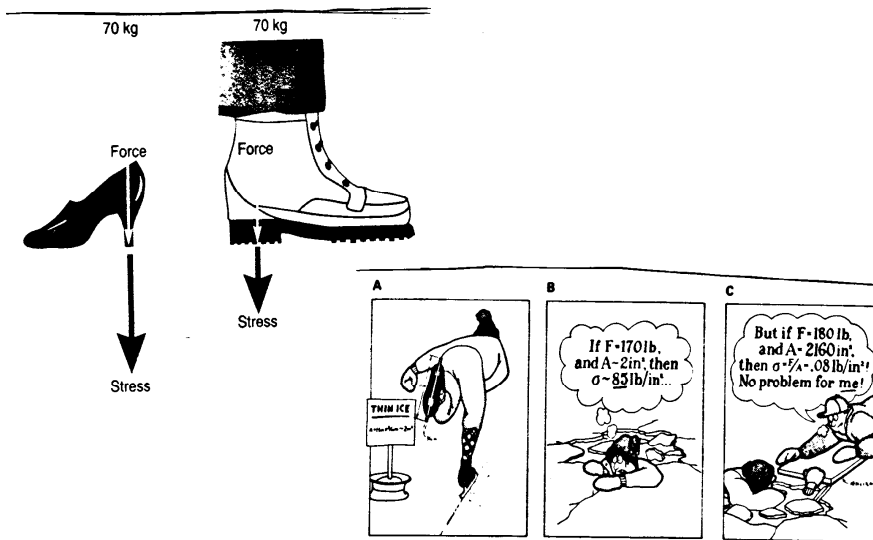


Figure 18. Relation entre force et contrainte. Le poids est une force, qui se répartit sur des surfaces plus ou moins grandes et résulte dans des contraintes d'intensité différente.

3.1. Décomposition d'une contrainte sur un plan

Bien qu'une contrainte soit orientée, elle se transmet à l'ensemble de la roche sur laquelle elle est appliquée. Si on considère un volume de roche auquel on applique une force ; et un plan dans ce volume de roche (une fracture, par exemple). On peut décomposer la force (ou la contrainte) appliquée à ce plan en

- Une contrainte normale (*normal stress*), perpendiculaire au plan
- Une contrainte tangentielle (*tangential stress*), dans le plan

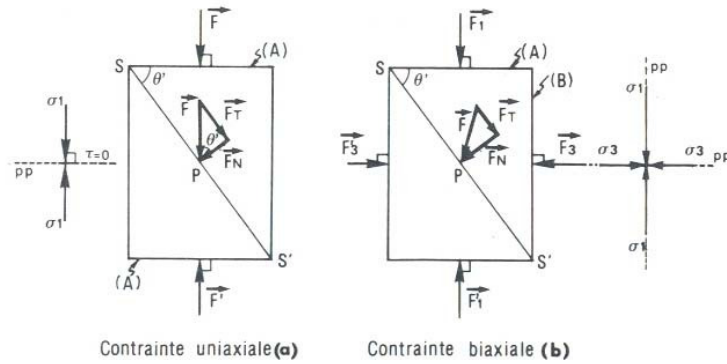


Figure 19.
Décomposition d'une
force appliquée à un
volume de roche. (a),
contrainte uniaxiale ;
(b), contrainte di-axiale..

La contrainte varie selon l'angle du plan, de façon relativement complexe, puisque la même force est distribuée sur un plan plus ou moins grand selon son orientation (c'est aussi un intérêt d'utiliser les contraintes plutôt que les forces, c'est une mesure indépendante de la surface).

La composante normale de la force $\vec{F}$ vaut $F_N = F \cdot \cos \Theta$. Elle s'applique sur la surface SS' qui vaut $A / \cos \Theta$. On a donc

$$\sigma_N = \frac{F}{A} \cos^2 \Theta.$$

De la même façon, la contrainte cisailante (σ_s , ou τ) vaut

$$\tau = \frac{F}{A} \sin \Theta \cdot \cos \Theta$$

Dans les deux cas, notez que F/A est σ , la contrainte appliquée à l'extérieur de l'objet.

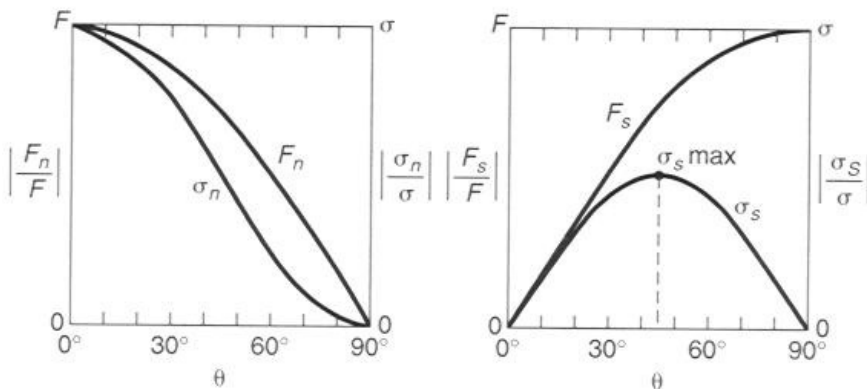


Figure 20. Variation des
forces et contraintes
normales et cisailantes
en fonction de Θ . La
contrainte cisailante est
maximale à 45° de la
contrainte totale.

Notez l'existence d'une direction particulière ($\Theta = 0$, c'est le plan perpendiculaire à F) pour lequel la contrainte normale est maximale et vaut σ .

3.2. Contraintes pluri-axiales

a. Ellip(oïd)e et tenseur des contraintes

Considérons maintenant le cas (Figure 19) où deux forces (ou paires de forces) orthogonales sont appliquées au corps étudié. Chacune des deux forces peut se décomposer comme précédemment. La contrainte totale est la somme des deux :

$$\sigma_N = \sigma_1 \cos^2 \Theta + \sigma_3 \cos^2(\pi/2 - \Theta) = \sigma_1 \cos^2 \Theta + \sigma_3 \sin^2 \Theta$$

Et de la même façon, $\tau = (\sigma_1 - \sigma_3) \cdot \sin \Theta \cdot \cos \Theta$.

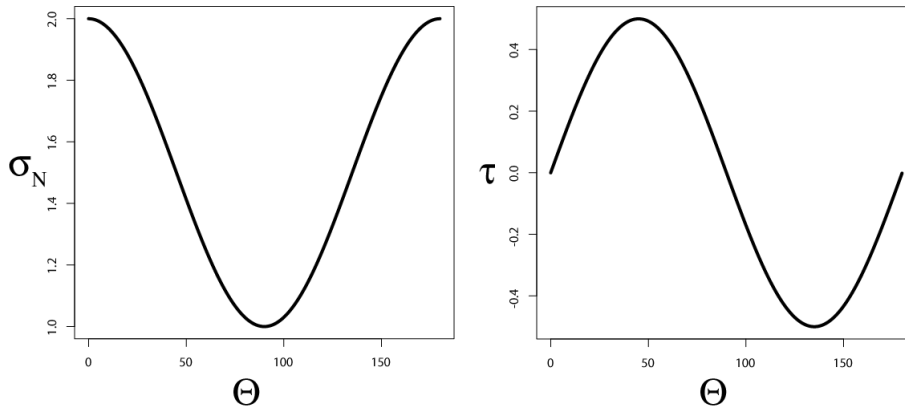


Figure 21. Variations des contraintes normales et cisailantes en fonction de Θ , pour un système en contrainte diaxiale tel que $\sigma_1=2$ et $\sigma_3 = 1$.

Dans ce cas, il y a deux directions particulières où τ s'annule, mais la contrainte normale reste non-nulle (0 et 90 °) : ce sont les contraintes principales (*principal stress*) du système.

Si on dessine les vecteurs σ_N en un point, en faisant varier l'orientation du plan de référence, on obtient la Figure 22 (page suivante) : une ellipse, dont les deux axes principaux sont σ_1 et σ_2 .

La contrainte totale à laquelle est soumise un corps se représente par une ellipse (de façon graphique) ; ou, c'est équivalent, par une matrice de façon numérique (tenseur des contraintes, *stress tensor*).

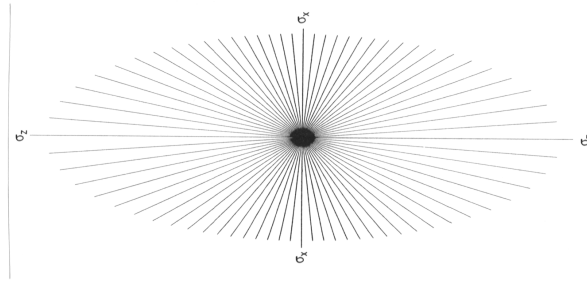


Figure 22. Variations des contraintes normales autour d'un point, en fonction de Q ; la contrainte normale définit une ellipse. En trois dimensions, on obtient un ellipsoïde.

b. Ellipsoïde des contraintes

De la même façon, en trois dimension une contrainte tri-axiale a trois axes principaux, et peut se représenter par un ellipsoïde dont les axes sont σ_1 , σ_2 et σ_3 .

c. Décomposition de l'ellipsoïde des contraintes

On peut réarranger les équations plus haut en fonction de 2Θ , pour obtenir

$$\sigma_N = \frac{1}{2}(\sigma_1 + \sigma_3) + \frac{1}{2}(\sigma_1 - \sigma_3) \cos 2\Theta \quad \text{et}$$

$$\tau = \frac{1}{2}(\sigma_1 - \sigma_3) \cdot \sin 2\Theta$$

Nous utiliserons ces expressions dans le TP sur la rupture (cercle de Mohr, TD2). Ces expressions font apparaître deux termes intéressants ;

- $\frac{1}{2}(\sigma_1 + \sigma_3)$, qui représente la moyenne entre les deux contraintes (contrainte moyenne, *mean stress*) ; en géologie, cette contrainte (isotrope) est normalement égale à la pression lithostatique (due au poids de la colonne de roches), $P_l = \rho gh$ (environ 27 MPa par km dans la croûte) (*lithostatic pressure* ou *stress*).
- $\frac{1}{2}(\sigma_1 - \sigma_3)$, qui représente la différence entre les deux contraintes principales (contrainte différentielle, *differential stress*).

L'ellipsoïde de la contrainte totale peut, de façon similaire, se décomposer en deux composants :

- Une sphère (les trois contraintes principales sont égales, et égales à la contrainte moyenne), qui représente l'ellipsoïde de la contrainte moyenne (lithostatique) ;

- Un ellipsoïde correspondant au reste de la contrainte, qu'on appelle l'ellipsoïde de contrainte déviatorique (*deviatoric stress*).

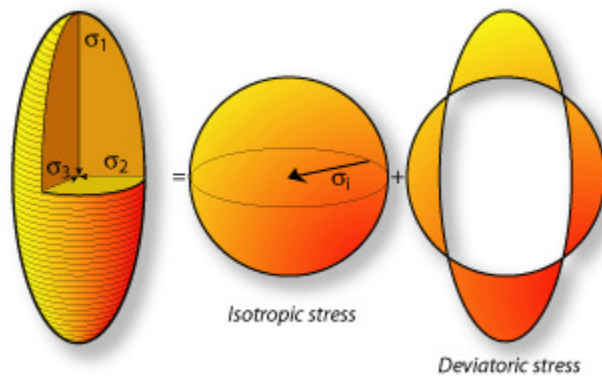


Figure 23. Contrainte lithostatique (principale) et déviatorique (différentielle). La contrainte lithostatique est isotrope, et cause des changements de volume (compression). La contrainte déviatorique est anisotrope et est responsable de la distorsion. La contrainte totale est la somme des deux.

NB– Pour être rigoureux, les contraintes moyennes (=pression lithostatique) et différentielles sont des scalaires, mais l'ellipsoïde de contrainte moyenne (un ellipsoïde particulier, puisque c'est une sphère) (=contrainte lithostatique) et la contrainte déviatorique sont des tenseurs (ou des ellipsoïdes).

3.3. Relation géométrique entre contrainte et déformation

De façon intuitive, on peut penser que les deux sont liés de façon assez simples : à la contrainte principale σ_1 correspond l'axe de raccourcissement Z, et à σ_3 correspond l'allongement X.



Méfiance ! C'est une vue simpliste, qui ne marche que dans un cas particulier : celui où on observe l'ellipsoïde de déformation coaxial instantané lié à une contrainte constante (ça peut être le cas, par exemple si on regarde les failles associés à un unique épisode). Si on regarde une déformation finie, il n'y a aucune raison a priori que ça marche.

Donc :

- Dans le doute, décrivez les structures observées dans des roches (terrain, carte, échantillons...) uniquement en terme d'ellipsoïde de déformation ;
- En particulier en domaine ductile/métamorphique
- Dans le domaine cassant (failles, à la rigueur associations faille/plis), si vous êtes sûr(e)s de votre coup (un seul épisode de contraintes de géométrie constante), vous pouvez tenter le coup... avec précaution.

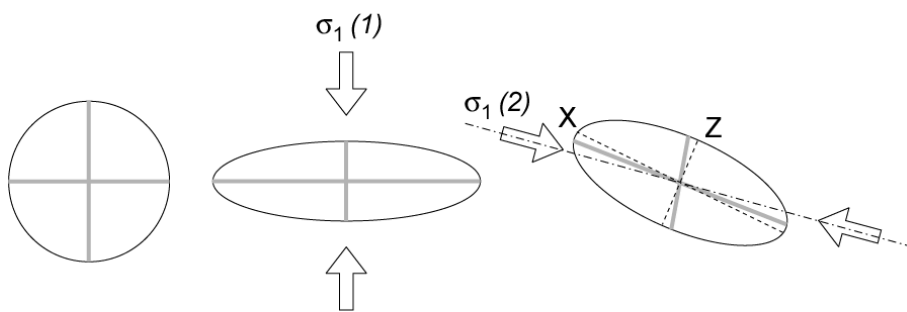


Figure 24. Un objet soumis à deux contraintes successives (qui peuvent correspondre à deux moments d'une contrainte changeant progressivement d'orientation !) a un ellipsoïde de déformation finie dont les axes ne correspondent à aucune des deux contraintes successives, ni même à la plus récente !

4. Rhéologie

Contrainte et déformation sont reliés par des lois physiques : les lois rhéologique ; la rhéologie est l'étude des relations entre ces deux grandeurs.

4.1. Modes de déformation des matériaux terrestre

N'importe quel matériau peut se déformer de deux façons différentes :

- De façon **élastique** (*elastic deformation*), c'est-à-dire avec une déformation instantanée et réversible (la déformation disparaît lorsque la contrainte est relâchée) ;
- De façon **plastique** (*plastic deformation*), c'est-à-dire avec une déformation non-réversible, généralement non-instantanée.

Dans les deux cas, au-delà d'une certaine quantité de déformation, le corps se casse (rupture).

On représente souvent la déformation dans des diagrammes contrainte (différentielle) — déformation (*stress—strain*), $\sigma = f(\epsilon)$ (une représentation un peu déroutante au premier abord, puisqu'on a tendance à raisonner en se disant que la contrainte est la cause de la déformation ; mais c'est l'habitude en rhéologie).

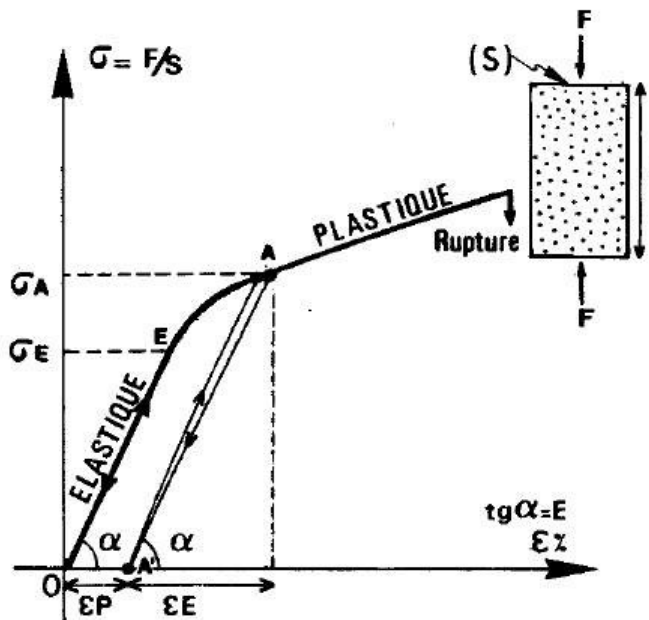


Figure 25. Déformation progressive d'un corps. Pour des déformations faibles, il se déforme de façon élastique ; au-delà d'un certain seuil, la déformation devient permanente (et plastique). On atteint enfin la rupture.



Attention ! Ces deux notions ne doivent pas être confondues avec les deux concepts (géologiques), plus familiers, de comportement **ductile** (*ductile*) et **cassant** (*brittle*).

Une roche a un comportement **cassant** si elle ne subit que pas, ou peu de déformation plastique avant la rupture. Elle a un comportement **ductile** si elle subit de grandes déformations plastiques.

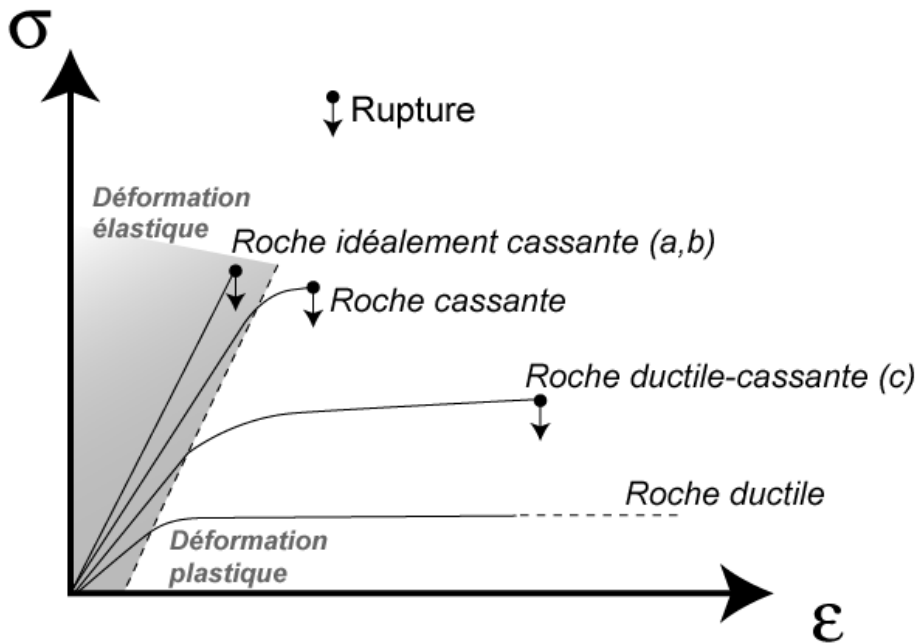
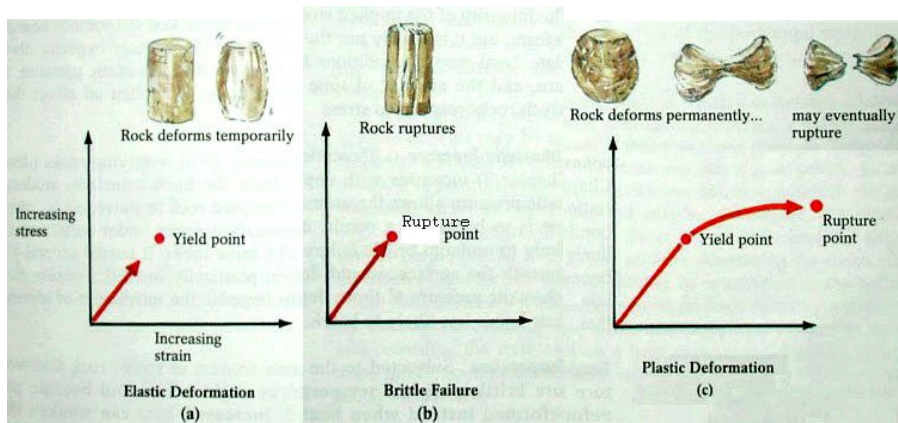


Figure 26. Comportement ductile vs. cassant. Dans tout les cas, les roches passent par les deux modes de déformation (élastique ou plastique), mais avec des importances relatives différentes. En haut, courbes contrainte—déformation ; en bas, schémas montrant la déformation qui a lieu dans trois scénarios : (a), déformation élastique n'atteignant pas la rupture ; (b), rupture d'une roche purement élastique ; (c), déformation plastique se terminant par une rupture.



Différentes lois physiques (qui s'appliquent pour différents types de matériaux, et/ou dans différentes conditions) permettent de décrire le comportement des roches.

NB – Il faut garder à l'esprit que toutes ces « lois » (comme toutes les lois physiques) sont des modèles : des approximations empiriques du comportement des matériaux, qui est en général nettement plus complexe. Selon le cas, l'échelle d'observation, etc., on peut être mieux servi par l'une ou l'autre de ces lois. Par exemple une faille isolée va être modélisée en utilisant des lois de rupture, mais une région faillée sera modélisée comme plastique à l'échelle de la croûte !

4.2. Lois de déformation simples

a. Déformation élastique

Déformation idéale : loi de Hooke

La déformation élastique se décrit par la loi de Hooke (la même que pour les ressorts) ; dans le cas de la mécanique des roches, on l'écrit $\varepsilon = \sigma/E$, où E est appelé module de Young (*Young's modulus*).

Dans un diagramme contrainte — déformation, une déformation élastique qui suit la loi de Hooke est une droite de pente E.

La déformation élastique ne s'applique guère en géologie structurale (puisque'elle est non-permanente !), mais c'est celle qui a lieu lors des séismes !

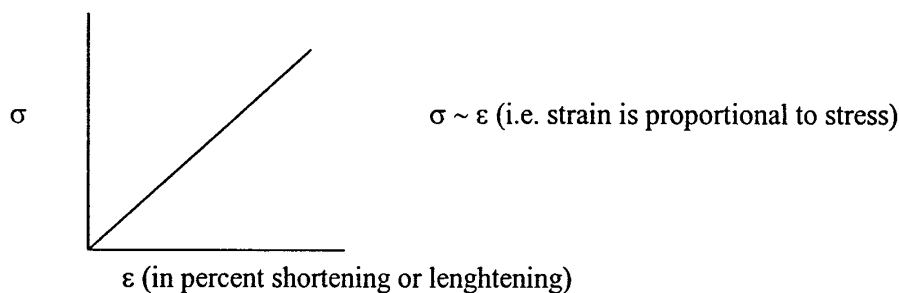


Figure 27. Diagramme contrainte — déformation pour une déformation élastique (loi de Hooke).

Déformation observée

Dans le modèle de Hooke, la déformation est non-permanente (le corps reprend sa forme initiale si on arrête la contrainte) et instantanée. Si on conduit des expériences sur des vrais matériaux, on constate que la déformation non-permanente (*recoverable strain*) n'est, en réalité, pas instantanée, ni à s'établir, ni à disparaître. On parle de comportement

anélastique (*anelastic behavior*), qui peut avoir son importance par exemple en génie civil (tunnels, mines...).

b. Lois de déformation plastique

Lois de déformation idéales

Dans la déformation plastique « idéale », la quantité de déformation ne dépend pas de la contrainte (différentielle) ; il y a un seuil (seuil d'écoulement plastique, σ_p ; *yield stress*), au-delà duquel le matériau se déforme (*ideal plastic behavior*), sans que la contrainte ne puisse augmenter (fluage, *creep*).

Un cas particulier de déformation plastique est celle où le seuil est nul : à la moindre contrainte, le matériau flue et se déforme de façon permanente. On parle de comportement visqueux (*viscous*). C'est le cas, par exemple, des liquides communs comme l'eau (si vous appuyez sur de l'eau, elle se déforme). Il est impossible d'accumuler une contrainte différentielle dans un corps visqueux.

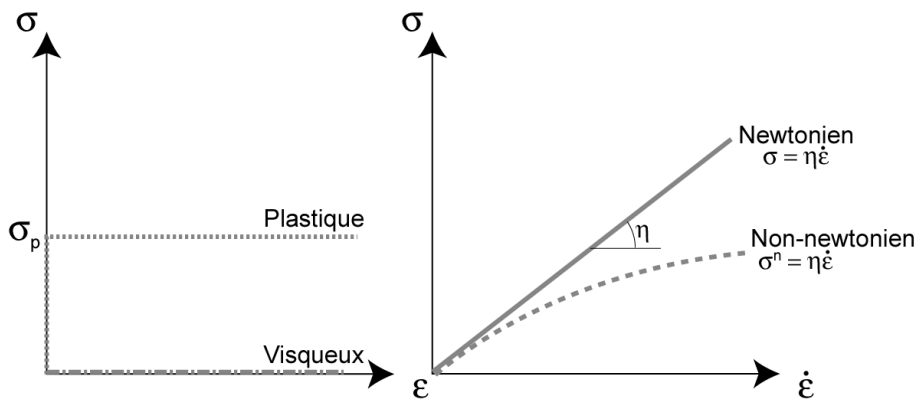


Figure 28. Diagrammes contrainte-déformation, et contrainte-taux de déformation, pour la déformation plastique et visqueuse idéale.

Par analogie, on peut comprendre comment se comporte un matériau idéalement plastique (non visqueux) : tant que la contrainte exercée ne dépasse pas un certain seuil, le matériau ne se déforme pas ; au-delà de ce seuil, il ne peut pas accumuler de contrainte et flue latéralement, comme le ferait un liquide.

On peut, par ailleurs, discuter des lois de fluage dans les deux cas. Comme on peut le comprendre intuitivement, la vitesse de déformation dépend de la contrainte exercée (« plus on appuie fort, plus le matériau part vite sur les côtés »). La loi générale

de fluage est de la forme $\dot{\epsilon} = \frac{\sigma^n}{\eta}$, où η (eta) désigne la

viscosité (*viscosity*). η peut varier, typiquement de 1 à des valeurs de l'ordre de 5.

Si η vaut 1, alors $\dot{\epsilon} = \frac{\sigma}{\eta}$. Un corps visqueux qui suit cette loi a

un comportement newtonien (*newtonian*) ; on le décrit parfois comme « idéalement visqueux » (*ideally viscous*). Si $\eta > 1$, c'est un comportement non-newtonien ; n vaut de 3 à 5 dans les matériaux usuels (ce qui veut dire que si vous appuyez sur un matériau non-newtonien au-delà de son seuil de déformation, il va partir sur les côtés, encore plus vite que pour un matériau newtonien).

Pour résumer :

		Exposant n	
		= 1	> 1 (en général 3–5)
Seuil d'écoulement plastique (σ_p)	Nul	Newtonien, idéalement visqueux	Visqueux non-newtonien
	Non-nul	(idéalement plastique)	(pas de nom spécial)

NB – la plupart des livres décrivent trois types de déformation (élastique, visqueuse et plastique). En général, par « visqueux » on sous-entend alors « idéalement visqueux » (newtonien) ; par plastique, « idéalement plastique » (sans préciser la loi de fluage au-delà du seuil plastique).

Lois complexes

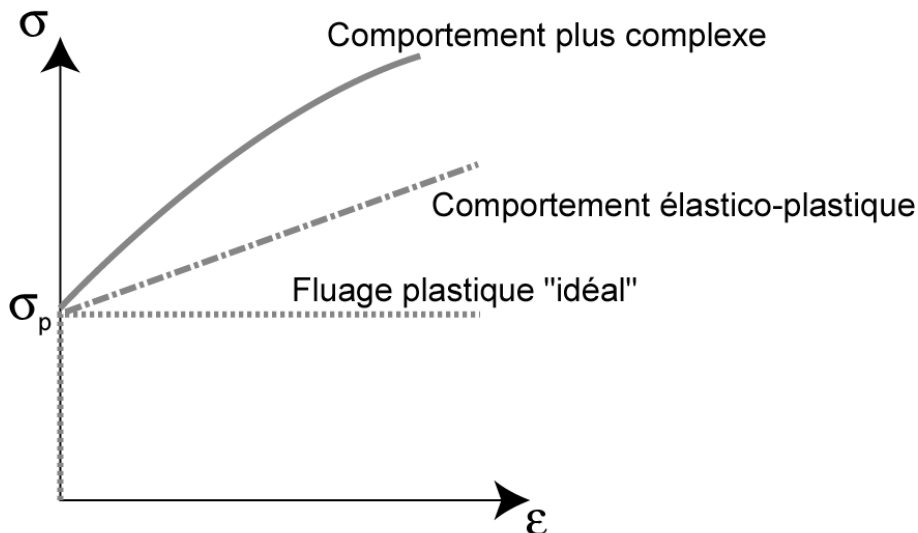


Figure 29. Lois rhéologiques complexes, non-idéales

Le comportement réel des roches est, ici encore, plus compliqué que les deux lois simples énoncées plus haut ; il

peut se décrire comme une combinaison des différents modes de déformation (élastico-plastique, visco-élastique, etc.).

NB – le fait que les courbes contraintes—déformation aient une pente positive dans le domaine plastique montre que la déformation n'y est pas purement plastique (cf. Figure 28). Elle a une composante élastique ou anélastique.

c. Lois de rupture

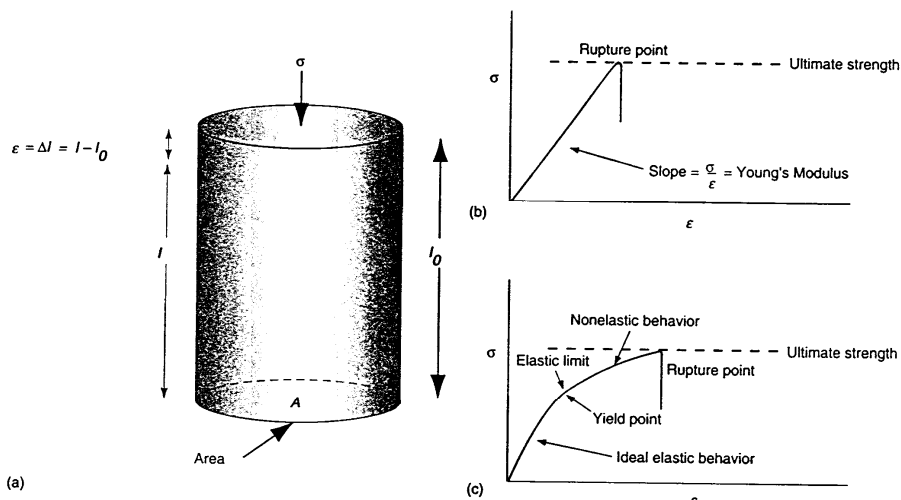
La rupture sera traitée plus en détail au chapitre III ; différents modèles de rupture ont été proposés :

- Le critère de Coulomb prédit simplement que la rupture aura lieu sur un plan si la contrainte cisailante excède une valeur seuil donnée ; la rupture a lieu si $\tau > C$;
- Le critère de Navier-Coulomb suppose que la contrainte normale s'oppose au glissement sur un plan, et donc augmente la contrainte nécessaire : la rupture a lieu si $\tau > C_0 + a.\sigma_N$. Une autre expression relie la contrainte déviatorique à la contrainte lithostatique, et est connue sous le nom de loi de Byerlee.
- D'autres critères seront présentés au chapitre III (enveloppe de Mohr, modèle de Griffith...).

4.3. Déformation des roches : une succession de modes de déformation

Si on revient sur les courbes contrainte—déformation (Figure 25), on peut décrire la déformation par une succession de modes rhéologiques :

- La contrainte commence par augmenter assez vite avec la déformation, correspondant à une déformation élastique (que l'on peut modéliser par la loi de Hooke) ;
- Puis l'augmentation ralentit ou même stoppe totalement dans le domaine plastique. Si la contrainte n'augmente plus, on est dans le domaine du fluage (comportement idéalement plastique, voire visqueux ou quasi-visqueux si le seuil est très faible) ; Si elle continue à augmenter, il faut modéliser la déformation avec des lois composites, visco-élastique ou élastico-plastique ;
- Enfin, on atteint la rupture (si on est dans le domaine du fluage, la rupture peut avoir lieu pour des quantités de déformation tellement élevées qu'on ne l'atteint jamais en réalité) ; la rupture se modélise selon les différents critères mentionnés plus haut.



Stress-strain curve showing the general properties of an ideal elastic (b) and real elastic(-plastic) material

Figure 30. Déformation idéale (purement élastique dans ce cas, en haut) ; et observée ; d'un cylindre de roche. La déformation réelle est d'abord élastique, puis plastique, puis on atteint la rupture (comme à peu près toutes les roches) ; ici la déformation plastique apparaît comme une combinaison de déformation anélastique et idéalement plastique (déformation élastico-plastique).

Dans tout les cas, on note qu'il existe une contrainte maximale que la roche peut supporter (selon les cas, elle correspond à la rupture, ou au fluage) : on parle de la résistance (*strength*) de la roche.

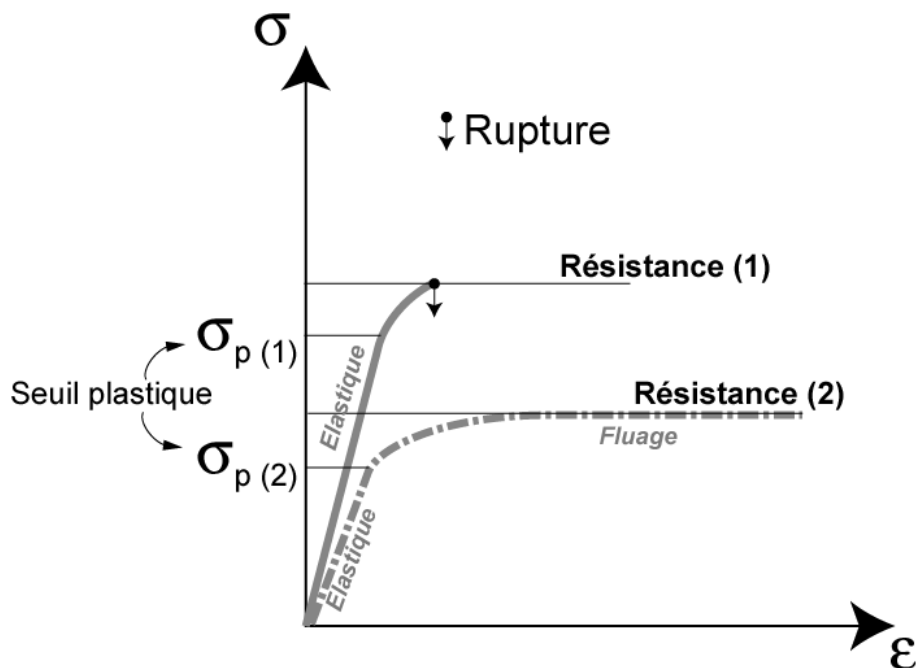


Figure 31. Résistance de deux matériaux avec des comportements différents. Le matériau (1) se comporte de façon cassante, avec un domaine plastique très restreint. Sa résistance correspond à la contrainte nécessaire à la rupture. Le matériau (2) se comporte de façon ductile, son domaine élastique est réduit et une grande partie de la déformation est du fluage (idéalement plastique ou presque). Sa résistance correspond à la contrainte de fluage.

4.4. Paramètres contrôlant la rhéologie des roches

Différents paramètres influent sur le comportement des roches : des matériaux différents vont, naturellement, avoir des comportements contrastés ; mais le même matériau, dans des conditions différentes (P, T ...) peut se comporter de façon variable.

a. Nature de la roche

On comprend aisément que des roches différentes vont avoir des réponses rhéologiques différentes, selon qu'elles sont plus ou moins « molles » (on parle de compétence). Une roche est plus compétente (*competent*) si elle a un seuil plastique élevé (autrement dit, il est difficile de la déformer de façon plastique) ; par extension, si elle se déforme de préférence de façon cassante.

Empiriquement, on peut proposer une échelle de compétence (relative, de la plus faible à la plus forte) :

- Sédiments : Sel (*rock salt*) – argile (*shale*) – calcaire (*limestone*) – grès impur (*grauwacke*, *greywacke*) – grès (*sandstone*) – dolomie (*dolomite*) ;
- Roches magmatiques / métamorphiques : Schiste (*schist*) – marbre (*marble*) – quartzite (*quartzite*) – gneiss (*gneiss*) – granite (*granite*) – basalte (*basalt*) – gabbro (*gabbro*).

A adapter et nuancer selon les conditions locales !

b. Pression lithostatique

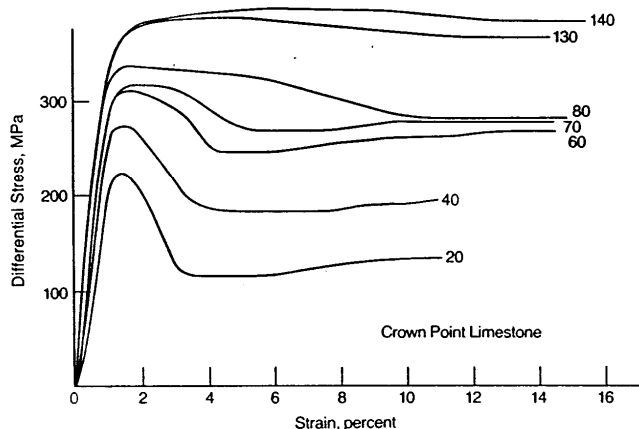


Figure 32. Influence de la pression lithostatique sur la rhéologie

Stress-strain diagram for limestone deformed at a variety of confining pressures (at room temperature and constant strain rate)

L'augmentation de la pression lithostatique tend à rendre les roches plus résistantes (augmentation de la contrainte maximale supportée), et un peu plus ductiles.

c. Température

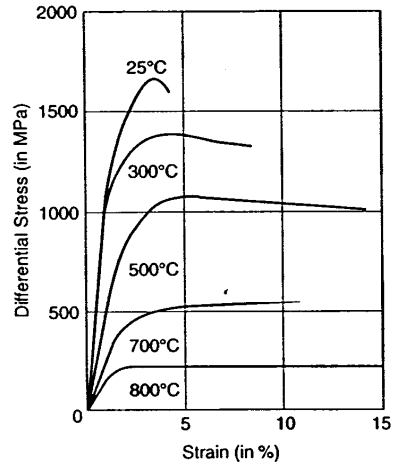


Figure 33. Effet de la température sur la déformation.

Stress-strain diagram for basalt deformed at 5 k-bar conf. pressure at various temperatures

De façon assez intuitive, l'augmentation de température diminue la résistance des roches, et les rend plus ductiles.

La combinaison des deux effets précédents rend bien compte d'une observation classique, qui est que la croûte supérieure est cassante et la croûte inférieure ductile (voir paragraphe 4.5).

d. Vitesse de déformation

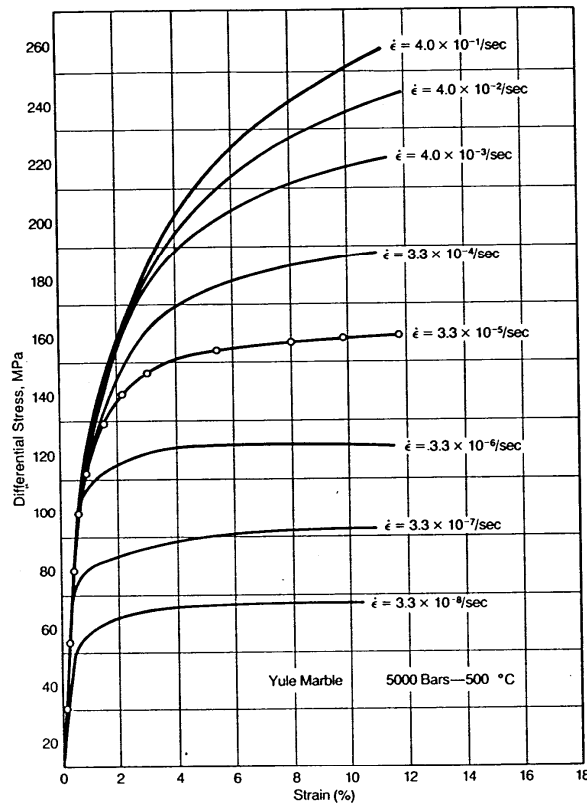


Figure 34. Effet de la vitesse de déformation.

Stress-strain diagram for marble deformed at different strain rates (constant confining pressure and temperature)

Une vitesse de déformation plus rapide rend les roches plus cassantes, et augmente leur résistance (« patience et longueur de temps font plus que force ni que rage »).

NB – C'est une observation pas forcément intuitive, mais importante : on peut donc avoir une déformation (localement) cassante même dans la croûte inférieure, si la déformation est assez rapide (fracturation hydraulique par exemple).

e. Pression de fluides (dans les pores)

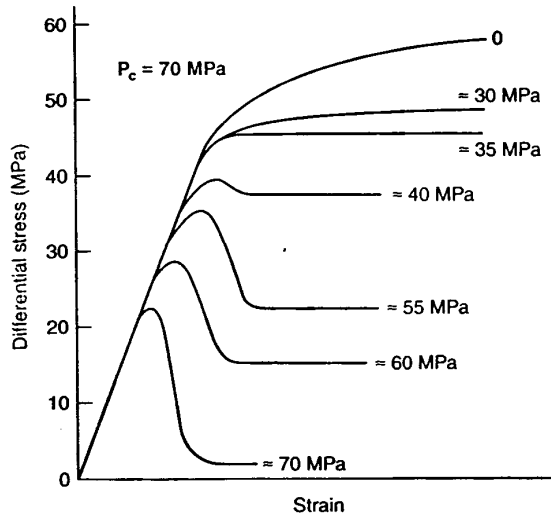


Figure 35. Effet de la pression de fluides.

L'augmentation de la pression de fluide dans les pores de la roche diminue sa résistance et la rend plus cassante (l'ouverture de mini-fractures dans la roche est en effet facilitée par la pression de fluides sur les bords des pores, ce qui rend la rupture plus facile).

f. Fluides (dans les structures cristallines)

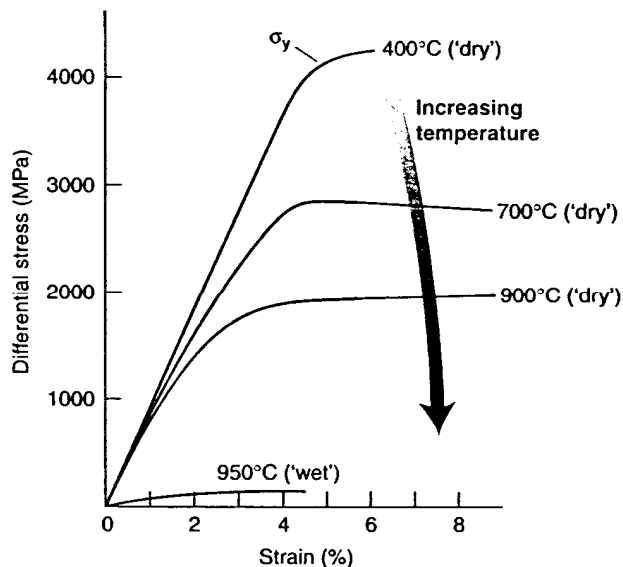


Figure 36. Effets des fluides dans le système cristallin.

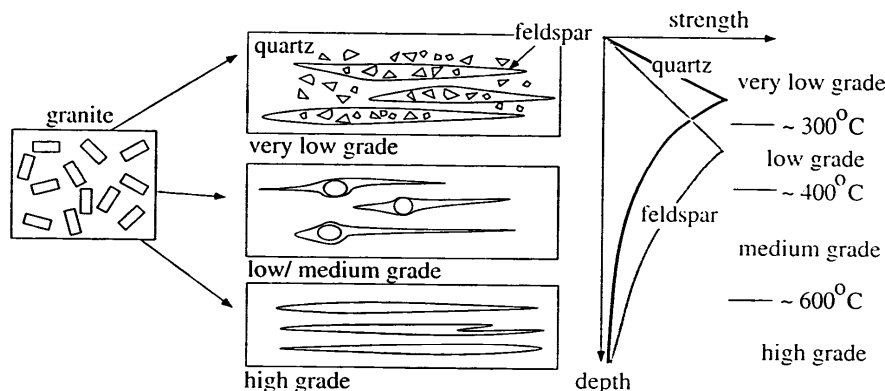
A l'inverse, des fluides dans le système cristallin (groupes OH substituant O dans les cristaux affaiblissant les liaisons Si-O-Si) diminue la résistance des roches et les rend ductiles.

g. Assemblages poly-minéraux

La déformation de roches poly-minérales est complexe, elle dépend à la fois du comportement de chaque minéral, et de leurs relations.

Si on simplifie la discussion précédente en se focalisant sur la température (Figure 33), la limite entre des comportements ductiles et fragiles varie pour différents minéraux :

- Sel : $T \sim 80 - 100^{\circ}\text{C}$
- Calcite : $T \text{ ca. } 200-250^{\circ}\text{C}$
- Dolomite : $T \sim 250-300^{\circ}$
- Mica : $T \sim 250^{\circ}$
- **Quartz** : $T \sim 280 - 300^{\circ}\text{C}$
- **Feldspaths** : $T \sim 450- 500^{\circ}\text{C}$
- **Olivine** : $T \sim (700) - 1000^{\circ}\text{C}$
- Opx : $T \sim 700 - 800^{\circ}\text{C}$
- Cpx : $T \sim 700- 750^{\circ}\text{C}$
- Amphiboles : $T \sim 650- 750^{\circ}\text{C}$



*Changes in the deformation behaviour of quartz-feldspar aggregates with depth
(from Passchier and Trouw, 1996)*

Figure 37. Déformation d'un assemblage quartz-feldspaths (approximation d'un granite !). En domaine cassant, la résistance du quartz est supérieure à celle du feldspaths ; on a donc des clastes de quartz dans une matrice de feldspaths déformés. Mais le quartz devient ductile à plus basse température que le feldspath ; à partir de 300 C, on forme donc des gneiss ocellés avec des feldspaths résistants entourés de rubans de quartz. Enfin, à plus haute température, la différence de comportement entre les minéraux devient négligeable.

Selon les relations géométriques entre les minéraux, on peut ensuite identifier deux situations :

- Structure avec un squelette rigide (Load-bearing framework, LBF) : un squelette rigide de minéraux

résistants entoure des inclusions moins rigides. L'assemblage se comporte essentiellement comme si il était composé de la phase la plus solide (ex. : pyroxènes dans un gabbro ou une granulite).

- Structure avec une phase faible interconnectée (*Interconnected weak layer, IWL*) : Les minéraux les moins résistants sont interconnectés ; la roche se déforme essentiellement comme la phase faible (ex. clastes, boudins ; grenats dans un schiste...).

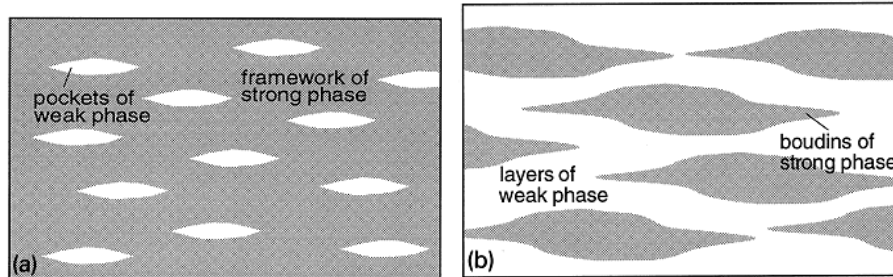


Figure 38. LBF vs. IWL. A gauche, structure « LBF » ; à droite, « IWL ».

4.5. Stratification rhéologique de la lithosphère

Dans la lithosphère, la nature des roches, ainsi que les conditions P et T, varient avec la profondeur. Au vu de la discussion précédente, on peut aisément comprendre que le comportement rhéologique va, lui aussi, changer.

a. Transition ductile—cassant

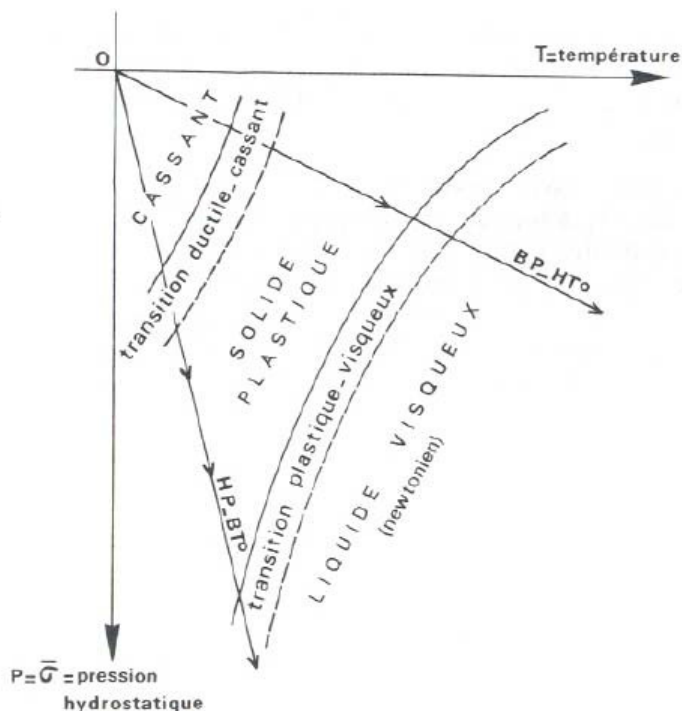


Figure 39. Changements de type de déformation en fonction de P et de T.

L'augmentation de la pression, et surtout de la température, fait que en profondeur les matériaux ont tendance à devenir plus plastiques (voire visqueux, si on dépasse le solidus et qu'il commence à y avoir des liquides). Dans les détails, la profondeur de la limite cassant—ductile dépend du gradient géothermique.

b. Enveloppes rhéologiques

On peut s'intéresser à un autre aspect, qui est la résistance de la croûte en fonction de la lithosphère (quel que soit le mode de déformation). On comprend bien que la résistance sera la contrainte de rupture en domaine cassant, et la contrainte de fluage en domaine plastique.

On peut construire un modèle simplifié de lithosphère en connaissant deux lois de résistance : une pour la résistance en rupture, et une pour la résistance en fluage.

Résistance en rupture

On peut modéliser la résistance à la rupture par la loi de Byerlee, qui est une autre forme du critère de Navier-Coulomb : $\tau > C_0 + a \cdot \sigma_N$. Il y a donc une relation linéaire entre la contrainte nécessaire à la rupture (la résistance) et la contrainte normale, qui elle-même dépend de la contrainte totale et en particulier de son composant lithostatique. On peut donc écrire $\sigma_R = a \cdot P$, où a est un coefficient de proportionnalité de l'ordre de 0.5 – 0.6 (c'est-à-dire, 600 MPa pour GPa, ce qui en terme de profondeur se traduit par 600 MPa pour 30 km). Cette relation apparaît indépendante du matériau.

Résistance au fluage

La résistance au fluage dépend, quant à elle, très fortement de la température (cf. Figure 33), et de la vitesse de déformation, un peu de la pression, avec des équations de la forme

$\dot{\epsilon} = A \cdot e^{-\frac{Q}{RT}} \sigma_f^n$ (σ_f est la résistance au fluage ; A et Q sont des constantes qui dépendent du matériau ; T est la température).

Rhéologie de la lithosphère

Si on se donne un taux de déformation (une valeur typique est $\dot{\epsilon} = 10^{-14} \text{ s}^{-1}$), un profil lithologique (le plus simple est une lithosphère à deux couches, croûte granitique et lithosphère mantellique péridotitique), et un géotherme, on peut donc calculer la résistance de la lithosphère en fonction de la profondeur. A n'importe quelle profondeur, la résistance sera la plus faible des deux (rupture ou fluage).

Dans la croûte granitique, on commence à basse pression et basse température par arriver à la rupture avant de pouvoir fluer. Quand la pression augmente, la contrainte de rupture devient trop importante ; en même temps, l'augmentation de température fait que la résistance au fluage diminue, et on passe donc à un régime où la résistance correspond à la contrainte de fluage.

Dans le manteau supérieur, le fluage nécessite des températures bien plus élevées, si bien que dans la partie supérieure c'est à nouveau la résistance cassante qui est la plus faible ; puis, en s'approchant de l'asténosphère, c'est à nouveau le fluage qui redevient possible.

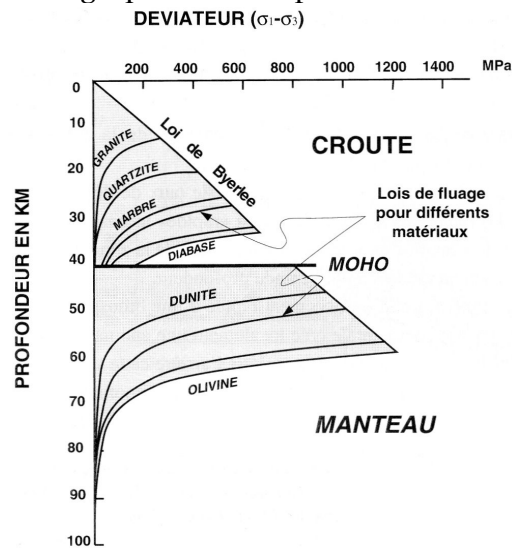


Figure 40. Profil de résistance typique de la lithosphère continentale.

Ce modèle rend bien compte de la distribution verticale des séismes (zone asismique à la base de la croûte) et prédit la possibilité d'un décollement à la base de la croûte, séparant le manteau de la croûte.

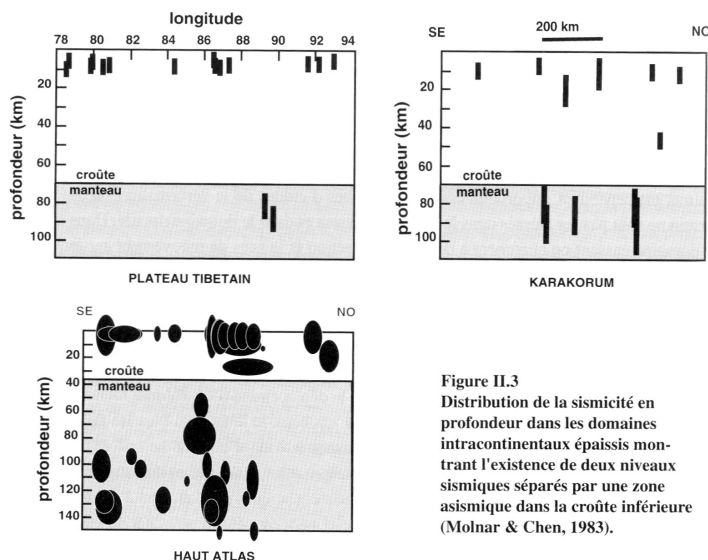


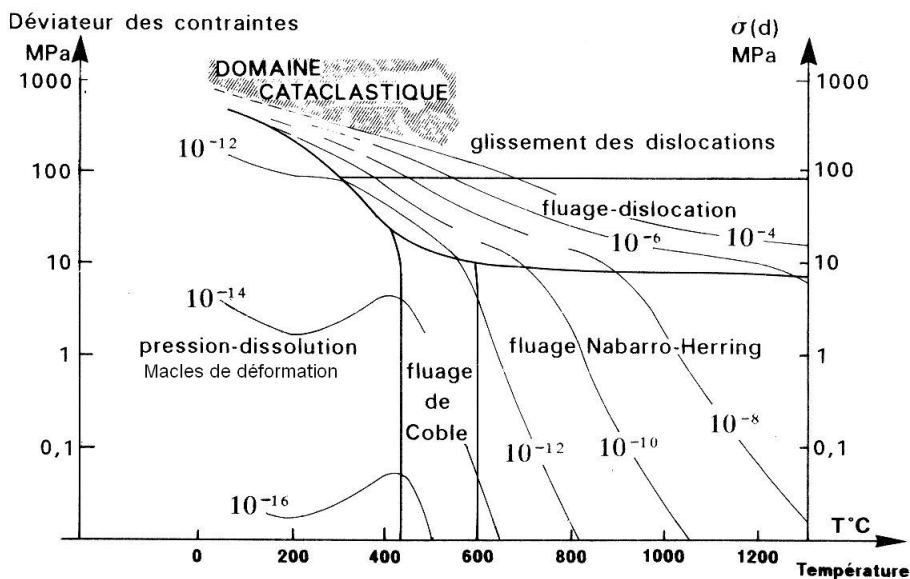
Figure 41. Distribution verticale des séismes dans la lithosphère continentale. Notez la zone asismique en base de croûte.

Figure II.3
Distribution de la sismicité en profondeur dans les domaines intracontinentaux épaissis montrant l'existence de deux niveaux sismiques séparés par une zone asismique dans la croûte inférieure (Molnar & Chen, 1983).

II. Déformation ductile

1. Mécanismes physiques de la déformation plastique

La déformation plastique s'exprime à l'échelle du grain ou de quelques grains : la roche est déformée dans la masse, et pas uniquement sur des plans particuliers. En fonctions des conditions de la déformation (contrainte et température surtout), différents types de déformation plastique sont possibles.



1.1. Microfracturation et cataclase

Déformation cassante à l'échelle microscopique, sur des microfractures ; leur somme donne une déformation continue à l'échelle de l'échantillon ou de l'affleurement. La roche peut finir par montrer suffisamment de plans de fractures interconnectés pour pouvoir fluier (glissement sur des plans de fracture, *frictionnal sliding*).

1.2. Macles de déformation (*mechanical twinning*)

Si le réseau cristallin est déformé, et non pas brisé, on développe préférentiellement des « pliures » dans des directions cristallographiques privilégiées. Les cristaux sont

alors séparés en domaines plus petits, d'orientation cristallographique homogène, séparés par des plans de macle (*twinning plane*) (ne pas confondre avec les macles « ordinaires » de croissance minérale).

Les macles de déformation sont communes dans la calcite et le plagioclase (où on peut les confondre avec des macles polysynthétiques ordinaires ; mais les macles de déformation tendent à s'amincir et se biseauter aux extrémités).

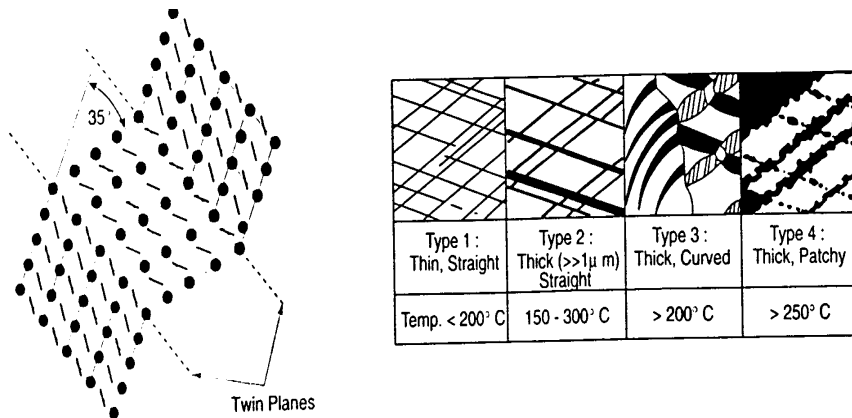


Figure 43. Macles de déformation, à gauche de façon idéalisée à l'échelle cristalline, à droite différents types dans de la calcite.

1.3. Pression-dissolution (*dissolution creep*, ou *pressure-solution*)

Dissolution sous contrainte depuis des sites de haute pression, avec transport des ions par des fluides (eau) et dépôt dans des domaines de plus basse pression (ombre de pression, *pressure shadow* ; ou simplement veines un peu plus loin). Il est nécessaire d'avoir un fluide pour transporter la matière.

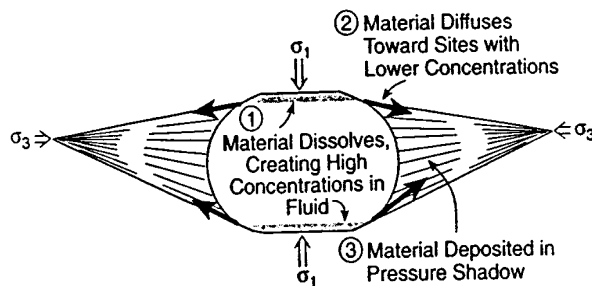


Figure 44. Pression-dissolution, et formation d'ombres de pression autour d'un cristal.

C'est aussi ce mécanisme qui crée les stylolithes (paragraphe III.2.2)

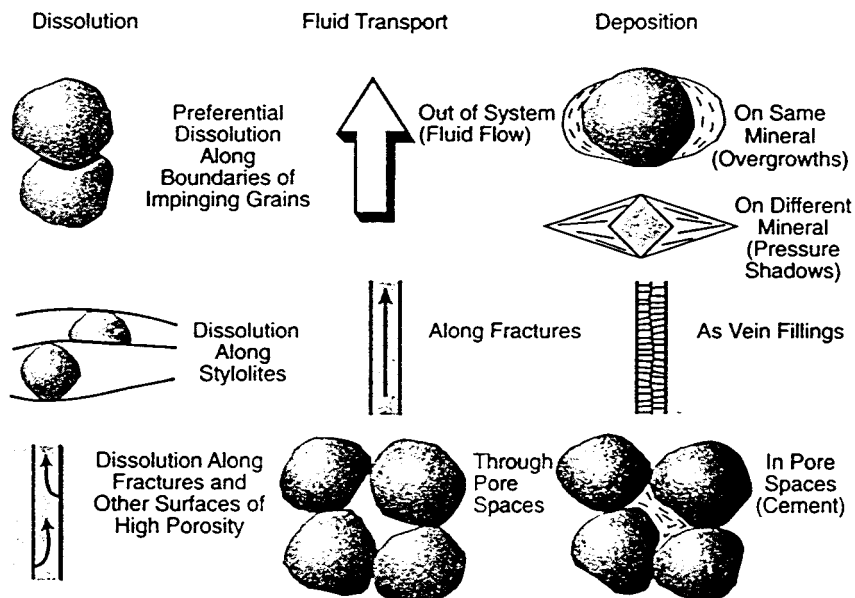


Figure 45. Différents processus associés aux phénomènes de pression-dissolution.

1.4. Fluage par diffusion

a. Diffusion intra-cristalline (Volume diffusion creep)

Diffusion sans fluides. Il s'agit « d'auto-diffusion » d'ions (et de lacunes) dans un cristal, depuis les sites de haute pression aux sites de plus basse pression.

Ce fluage obéit à une loi newtonienne ($\dot{\epsilon} \propto D\sigma$).

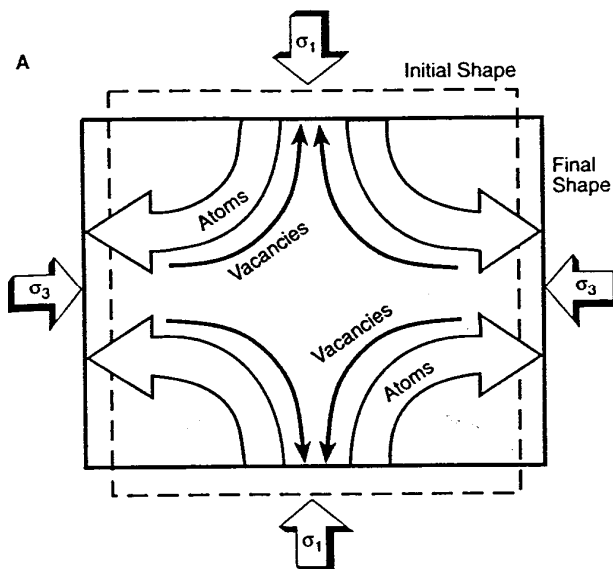


Figure 46. Fluage par diffusion intra-cristalline (fluage de Nabarro-Herring).

b. Diffusion sur les joints de grains (grain boundary diffusion creep)

Ou fluage de Coble. Similaire au précédent, mais le fluage se fait sur les joints de grains et pas dans les grains eux-même. Plus efficace à basse température. Il est lui aussi newtonien.

1.5. Fluage par dislocation (dislocation creep)

On appelle « dislocation » un défaut (linéaire au planaire) dans le système cristallin. Ces dislocations peuvent se déplacer sous contrainte, ce qui permet au cristal de se déformer.

NB – Dans la Figure 42, on distingue deux types de fluage par dislocation (glissement de dislocation, et fluage-dislocation) qui correspondent à des variations de ce mécanisme, que vous pouvez ignorer...

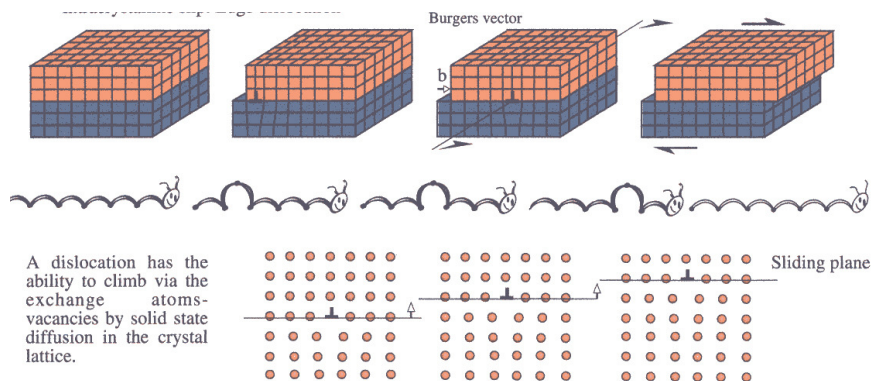
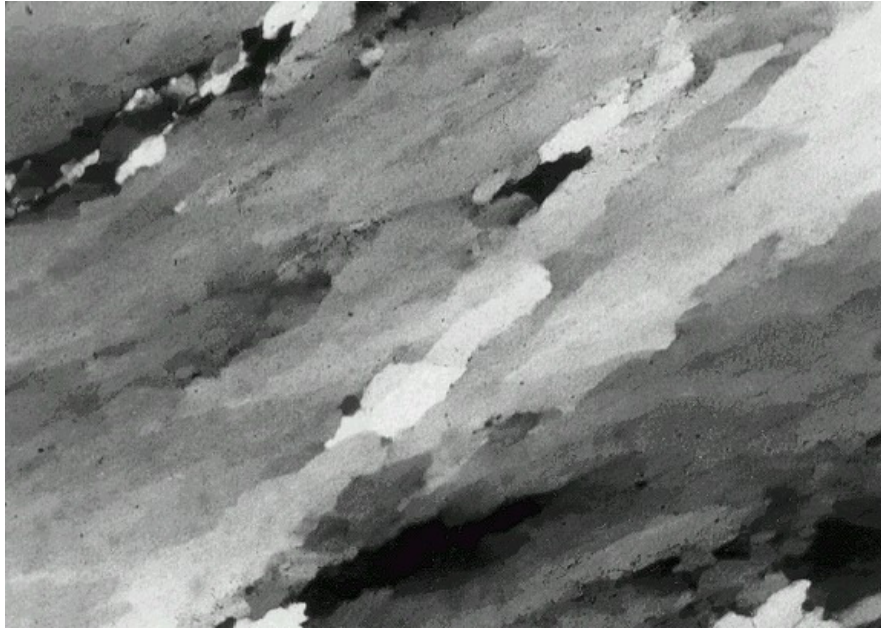


Figure 47. Fluage par glissement de dislocation.

Ce type de fluage forme des textures très reconnaissables au microscope (en particulier dans les quartzs) :

- Extinction roulante (*undulose extinction*), qui résulte de la distribution irrégulière des dislocations dans un cristal, et donc des plans cristallographiques un peu désordonnés ;
- Formation de sous-grains (*sub-grains*), par accumulation de dislocations sur une surface séparant des domaines cristallographiques différents ; avec des textures mosaïques où des gros grains (de quartz, souvent) sont découpés en de nombreux petits grains à limite floue.

Le fluage-dislocation obéit à une loi non-newtonienne, en $\dot{\epsilon} \propto D\sigma^n$ ($3 < n < 5$).



**Figure 48. Extinction
roulante et sous-grains
dans des quartzs.**

1.6. Recristallisation

La recristallisation correspond à la formation de nouveaux grains, soit du même minéral, soit de nouveaux minéraux.

a. Recristallisation dynamique

Il s'agit principalement de l'exagération des processus de glissement de dislocations mentionnés plus haut ; les limites de sous-grain deviennent de « vraies » bordures de cristaux. On forme de nombreux petits grains.

b. Recristallisation statique

En l'absence de contraintes, les grains d'une roche cherchent d'abord à revenir à un état où il y a moins de tensions dans le système cristallin (donc moins de dislocations), et à minimiser leur énergie de surface en fusionnant plusieurs petits grains en peu de plus gros (mûrissement d'Ostwald, *Ostwald ripening*).

Les textures caractéristiques de ce recuit (*annealing*) sont des textures équantes, en équilibre (*equilibrium texture*) caractérisé par des assez gros grains avec des joints à 120° . Le recuit a lieu d'autant plus vite qu'on est à haute température ; il est par exemple assez classique d'avoir des granulites qui semblent très déformées à l'échelle de l'échantillon ou de l'affleurement, mais auxquelles le recuit a conféré une texture totalement équante en lame mince.

c. Formation de nouveaux minéraux

Enfin, dans le cas de réactions métamorphiques, on forme de nouveaux minéraux. La formation de minéraux métamorphiques implique des phénomènes de diffusion, et on a de la même façon des minéraux dont les formes dépendent de la contrainte sous laquelle ils se sont formés.

2. Foliations et linéations : les fabriques tectoniques des roches

La déformation ductile (homogène) des roches résulte dans des roches aplaties et/ou étirées (tectonites) ; l'ensemble des éléments structuraux définit la fabrique de la roche.

2.1. La fabrique des roches

Selon les cas, une roche peut être dominée par des éléments planaires, des éléments linéaires, ou les deux. On parle alors de fabrique S, L, ou SL (on peut aussi préciser, par exemple $S > L$, etc.).

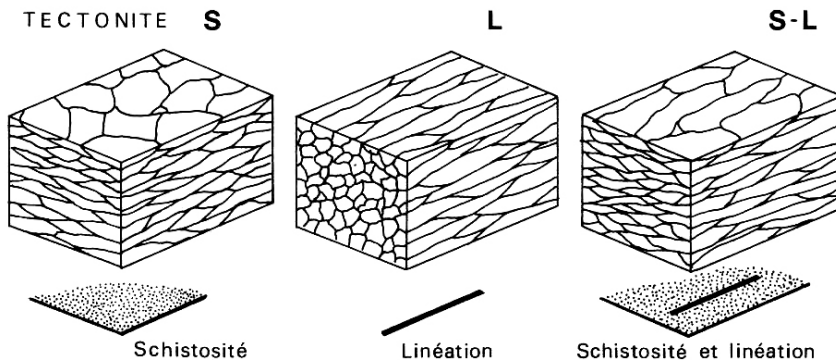


Figure 49. Tectonites L et S.

Sous quelques conditions (voir plus bas en 2.4), le type de fabrique renseigne sur la forme de l'ellipsoïde de déformation (Figure 14).

2.2. Les éléments structuraux planaires

a. Terminologie et traductions



Le vocabulaire Français et Anglais se ressemble, mais ce sont des faux amis ! C'est d'autant plus problématique que certains textes Français utilisent abusivement les équivalents des mots anglais.

En Anglais, « *foliation* » désigne, de façon générale, tout type de fabrique planaire. Une fabrique planaire (« *foliation* ») peut être

- Une structure mécanique, avec des plans de débit préférentiel de la roche : c'est une **schistosité** en Français, *cleavage* en Anglais (rappel : en Français, un « clivage » est quelque chose de différent !) ;
- Une structure minéralogique, où les plans sont marqués par des niveaux de composition minéralogique contrastée, ou par l'arrangement des minéraux individuels : c'est une **foliation** en Français. En Anglais, on sépare *schistosity* (quand ce sont des alignements de phyllosilicates – micas formés lors du métamorphisme typiquement ; souvent associée à un débit mécanique) et *gneissosity* (alternance de lits de composition différente).

Il est tout à fait possible d'observer plusieurs éléments planaires dans une roche ; on les numérote alors en ordre chronologique, So, S1...Sn (So désigne habituellement le litage d'origine de la roche).

b. Mécanismes de formation des éléments planaires

On peut distinguer plusieurs mécanismes à l'échelle microscopique :

- Par micro-fracturation, parallèle et régulièrement espacée ;
- Par pression-dissolution ;
- Par rotation rigide d'objets préexistants ;
- Par déformation des cristaux ;
- Par cristallisation orientée de nouveaux minéraux.

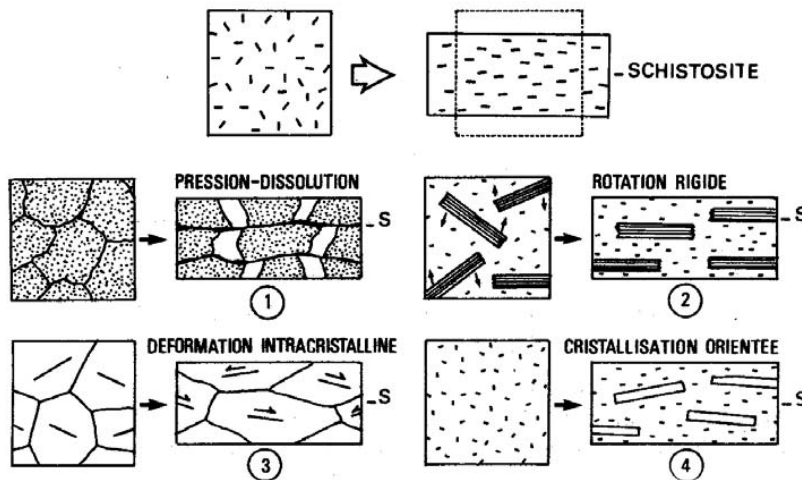


Figure 50. Mécanismes de formation des schistosités et foliations.

c. Types d'éléments planaires

En ordre globalement chronologique (en partant d'une roche, par exemple sédimentaire, qui se déforme progressivement en même temps que le degré métamorphique augmente), on peut avoir :

Schistosité disjointe (disjunctive cleavage)

Schistosité définie par des microfractures régulièrement espacées (*spaced cleavages*), séparant des volumes de roche non déformés (« microlithons »). Elle se forme essentiellement par pression-dissolution (et en général, il y a donc des sites de précipitation des minéraux dissous tels que veines etc. un peu plus loin !).

????

Figure 51. Schistosité disjointe.

Un cas particulier s'observe quand la stratification d'origine est encore préservée : dans ce cas l'existence de deux plans de débits plus ou moins orthogonaux résulte en un débit en crayons (ou en frite) (*pencil cleavage*).

Schistosité de flux (slaty cleavage)

Une schistosité de flux se forme par réorientation de minéraux argileux (réorientation mécanique, ou pression-dissolution). La stratification d'origine est en général effacée presque totalement. Un exemple classique est la schistosité ardoisière.

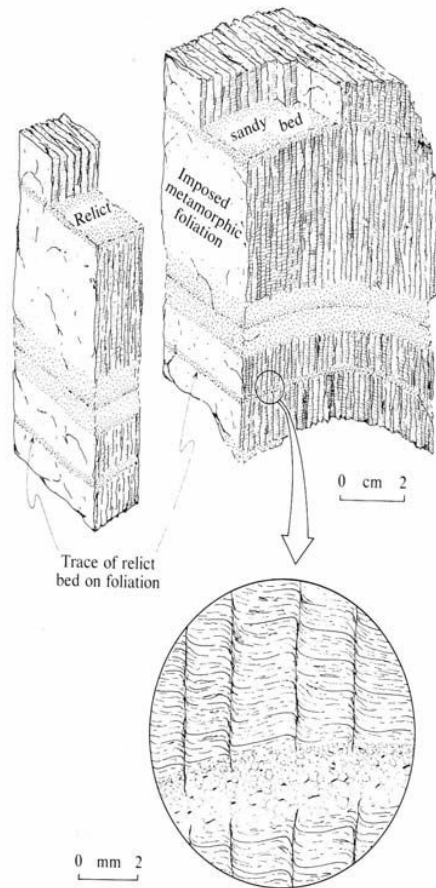


Figure 52. Schistosité de flux effaçant presque totalement S0.

Foliation par cristallisation de micas (schistosity)

Dans des conditions métamorphiques un peu plus élevées (schiste vert et au-delà), de nouveaux minéraux (micas : chlorite, muscovite, biotite) se forment. Si la cristallisation a lieu sous contrainte, ils se forment avec une orientation préférentielle et définissent une foliation (en anglais *schistosity*, puisque les roches concernées sont des schistes).

Crénulation (crenulation)

Si un élément structural préexistant (une foliation de micas le plus souvent) est elle-même déformée, elle forme souvent des plis centimétriques en chevron (crénulation). Les flancs des plis sont fréquemment étirés et finissent par évoluer en une nouvelle schistosité (S2).

Transposition tectonique (transposition)

Plus généralement, la déformation et le plissement peut démembrer et étirer une structure plane existante (stratification, ou une élément tectonique) et la réorienter dans la direction de la nouvelle déformation ; on parle de

transposition. Dans ce cas, on peut observer des reliques de la structure d'origine.

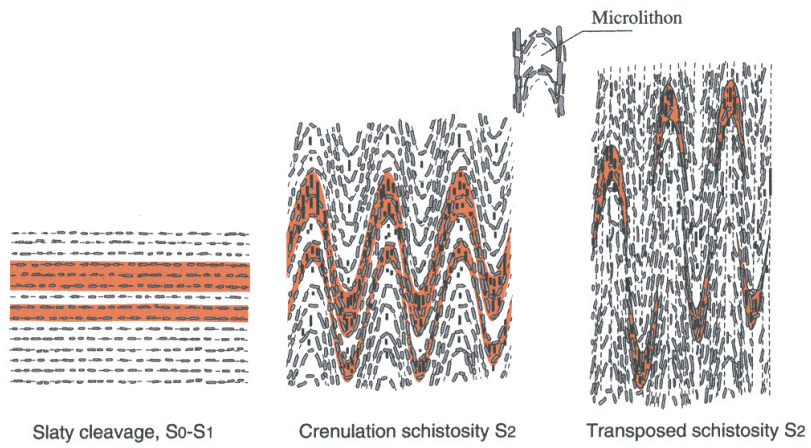


Figure 53. Crénulation et transposition.

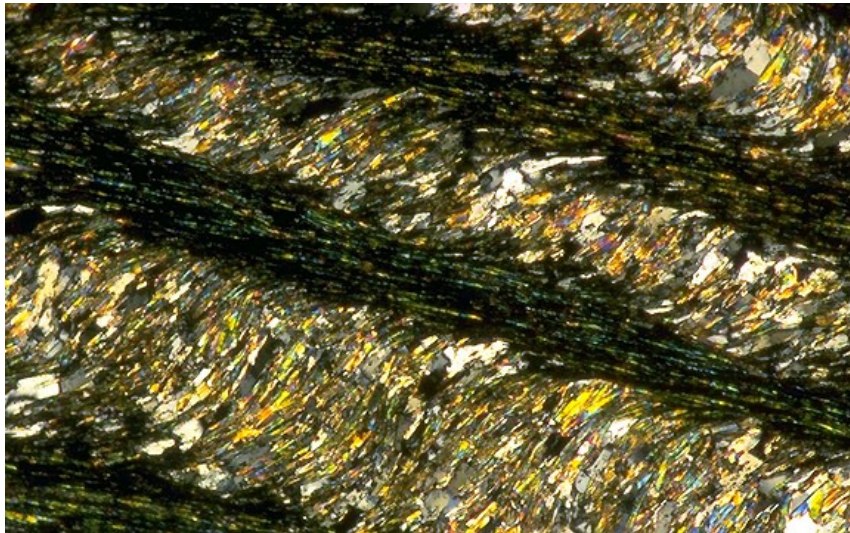


Figure 54. Exemple de crénulation en lame mince.

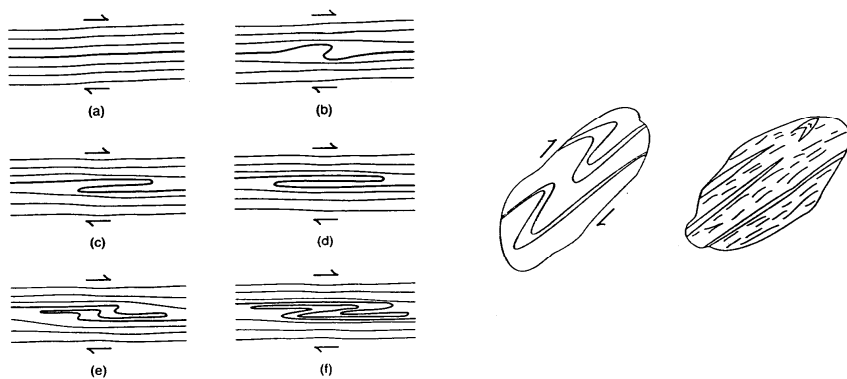


Figure 55. Transposition par plissement.

Foliation (gneissosity)

Une foliation (en anglais gneissosity, car on l'observe dans des gneiss !) correspond à des alternances minérales dans des roches de degré métamorphique moyen ou élevé. Ces alternances peuvent correspondre :

- A la stratification d'origine de la roche (rare) ;
- A une stratification transposée ;
- A des niveaux contrastés formés par métamorphisme ;
- A des injections lit-par-lit de magmas ;
- A une fusion in-situ (migmatites) ;
- A une foliation magmatique (flux dans le système partiellement cristallisé).

2.3. Types de linéations

On appelle linéation (lineation) n'importe quelle famille de structures linéaires parallèles (on se limite ici aux linéations tectoniques).



Les linéations les plus visibles sur un affleurement sont souvent des linéations relativement peu informatives : linéation d'intersection entre deux plans par exemple, ou axe des plis de crénulation.



Une erreur classique consiste à prendre pour une linéation l'intersection des plans de foliation avec la surface de l'affleurement : c'est une intersection entre deux plans, donc une ligne. Pour autant, elle n'a aucune signification tectonique !

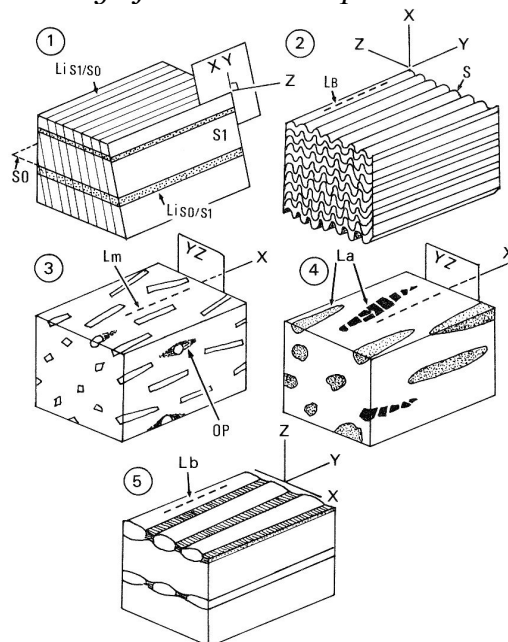


Figure 56. Quelques types de linéations. 2 et 5, linéations de forme (crénulation et boudinage). 1, linéation d'intersection S0-S1. 4, linéation d'allongement d'objets préexistants ; 5, linéation de croissance minérale.

a. Linéations de forme (form linéations)

Ce sont des linéations données par la forme d'objets déformés, par exemple des axes de plis (crénulation), des boudins, etc.

Elles ne peuvent pas être interprétées de façon systématique en termes d'ellipsoïde de déformation, il faut d'abord savoir quel objet on observe et comment il s'est formé.

b. Linéations de surface (surface linéation)

Ce sont les linéations liées à une ou plusieurs surfaces, par exemple linéations d'intersection, stries de glissement sur un plan, etc.

c. Linéations de croissance minérale (mineral growth lineation)

Linéations formées par des minéraux qui grandissent de façon syn-tectonique, soit en s'orientant (baguettes d'amphibole...) soit en formant des agrégats allongés (minéraux de forme arrondie).

d. Linéation d'étirement (stretching lineation)

Ce sont les linéations formées par l'étirement d'objets préexistants (clastes, fossiles, minéraux...). Ce sont les plus utiles au point de vue tectonique, elles donnent en effet le grand axe de l'ellipsoïde de déformation.

2.4. Fabrique et orientation de l'ellipsoïde de déformation

De façon générale, tous les types d'éléments planaires décrits au 2.2.c sont dans le plan XY de l'ellipsoïde de déformation ; Z (raccourcissement principal) est perpendiculaire à la foliation.

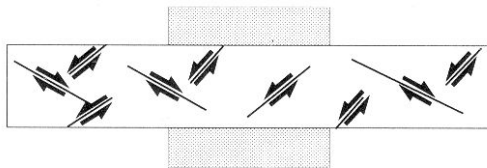
La relation est moins nette pour les linéations. Des linéations d'étirement, ou des linéations minérales, sont dans l'axe X (étirement). Mais pour tout autre type de linéation, la relation n'est pas claire et il faut réfléchir à son origine pour replacer l'ellipsoïde de déformation !

N'oubliez pas qu'une des meilleures façons de retrouver l'ellipsoïde de déformation reste l'observation d'objets déformés (surtout si leur forme d'origine était sphérique ou à peu près) !

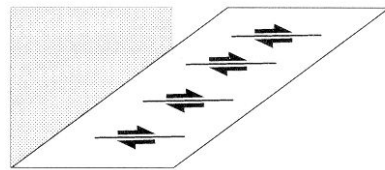
2.5. Déformation coaxiale ou non-coaxiale

a. *Fabrique symétrique, fabrique asymétrique*

En déformation non-coaxiale, la direction de transport n'est pas parallèle au grand axe de l'ellipsoïde de déformation. On observe donc des structures asymétriques, et le sens d'asymétrie peut être utilisé pour déterminer le sens de cisaillement. A l'inverse, en déformation coaxiale on observe des structures symétriques (éventuellement des zones de cisaillement conjuguées ; cf paragraphe I.1.4.b).



*cisaillement pur
fabrique symétrique*



*cisaillement simple
fabrique asymétrique*

Figure 57. Déformation coaxiale et non-coaxiale ; fabrique symétrique ou asymétrique. Notez la question d'échelle : chacune des zones de cisaillement du dessin du haut est, localement, asymétrique.

b. *Indicateurs du sens de cisaillement (shear sense criteria ou indicators ; kinematic indicators)*

Sur le terrain, différents indicateurs permettent de discuter du sens de cisaillement en déformation non-coaxiale.



Tous ces indicateurs ne sont utilisables que si on les observe dans un plan qui contient le déplacement (i.e., un plan perpendiculaire à la foliation contenant la linéation). Dans n'importe quel autre cas, ils donnent des résultats aléatoires ou carrément faux.

Déflexion/déplacement de marqueurs

Si la zone de déformation non-coaxiale est localisée (zone de cisaillement, voir paragraphe 3.1), on peut utiliser de façon assez intuitive le sens de déplacement de marqueurs passifs.

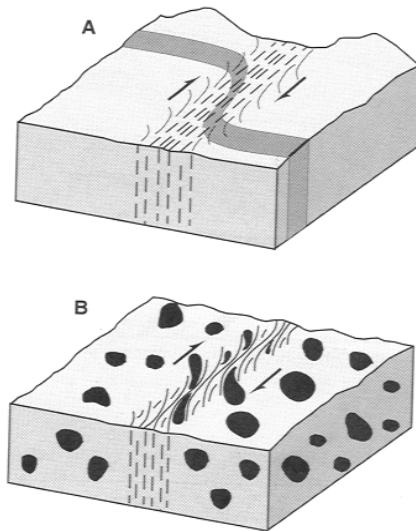


Figure 58. Déplacement de marqueurs passifs autour d'une zone de cisaillement.

Le même principe s'applique aux foliations, qui peuvent tourner en entrant dans une zone de cisaillement non-coaxiale.

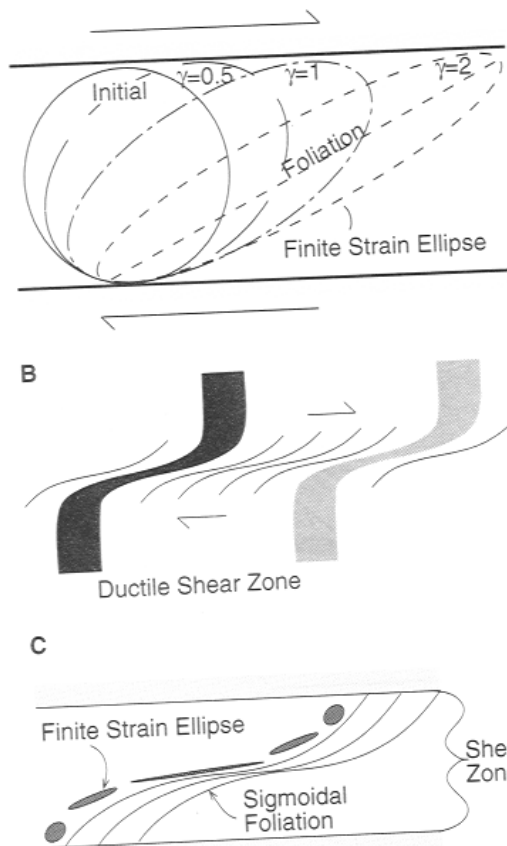


Figure 59. Déflexion de la foliation dans une zone de cisaillement.

Foliation oblique

Dans une zone de déformation non-coaxiale, le sens de transport (plans de cisaillement) et le grand axe de l'ellipse de

déformation (plans de foliation) font un angle ; on peut s'en servir pour retrouver le sens de cisaillement :

- A l'échelle cartographique, une foliation oblique sur les limites de la zone de cisaillement indique la position relative des plans de cisaillement et de foliation ;
- A l'échelle de l'échantillon ou de la lame mince, on peut observer dans un même échantillon une fabrique typiquement ondulante, dite fabrique S/C. Cette fabrique se compose de deux familles de plans :
 - Des plans de foliation (S, pour Schistosité) ;
 - Des bandes de cisaillement (C).

Les bandes de cisaillement sont continues, et parallèles à la trace cartographique régionale de la zone de cisaillement.

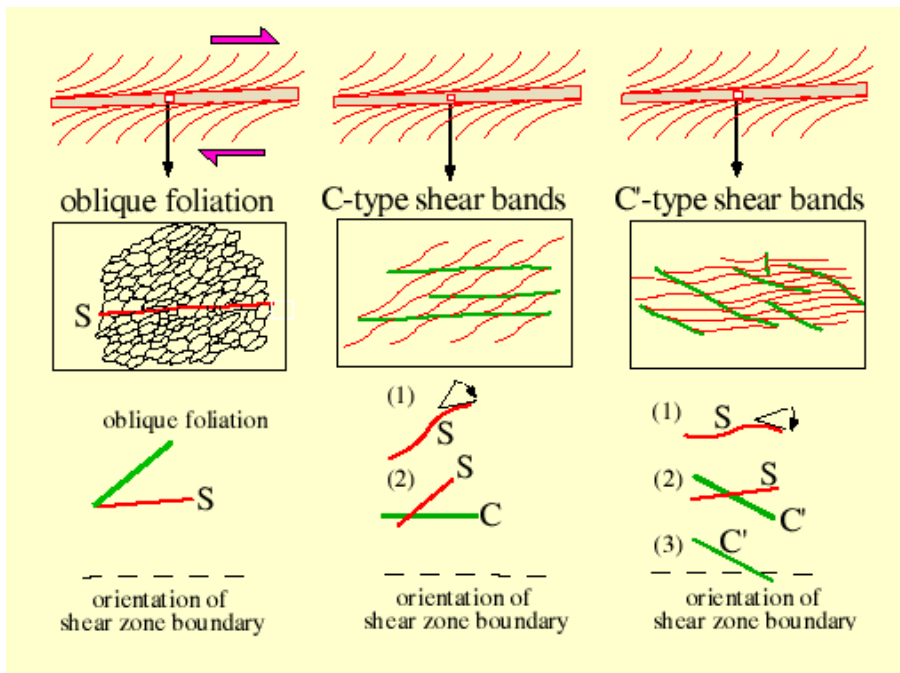


Figure 60. Relation foliation cisaillement dans des zones de cisaillement ductile : foliation oblique, S/C, S/C'.

- Mais on peut aussi observer une structure dite S-C', dans laquelle les plans de cisaillement ne sont plus des plans de cisaillement « principaux » correspondants au mouvement de matière de la déformation non-coaxiale, mais à des plans secondaires qui accommodent la composante en extension longitudinale sur la zone de cisaillement (c'est encore un exemple de partitionnement de la déformation entre une composante cisailante et une composante extensive). Les plans C' ont une orientation « inverse » de celle qu'auraient les C ; contrairement aux C ils ne sont pas continus, ce sont des plans relativement courts qui recoupent la foliation.

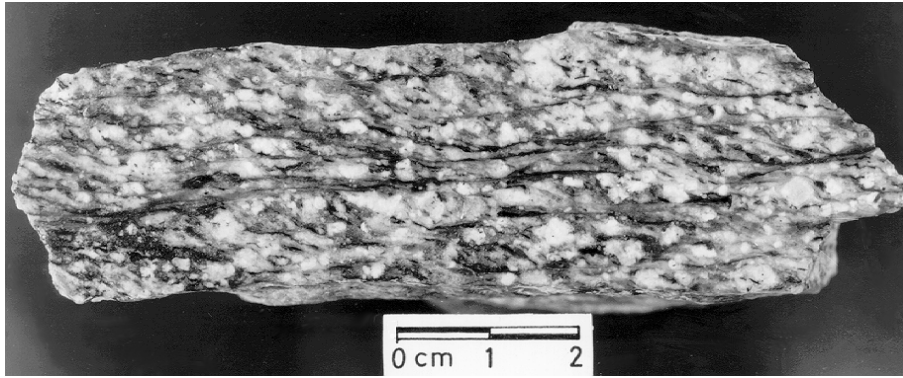


Figure 61. Fabrique S/C dans un granite déformé.



Figure 62. Fabrique S/C' dans un schiste à grenats.

On peut aussi observer le même genre de structures, mais à l'échelle de quelques grains : ici on a des amas de mica losangiques (*mica fishes*) qui ont une foliation interne oblique par rapport aux plans de cisaillement qui les bordent, comme dans une structure C-S.

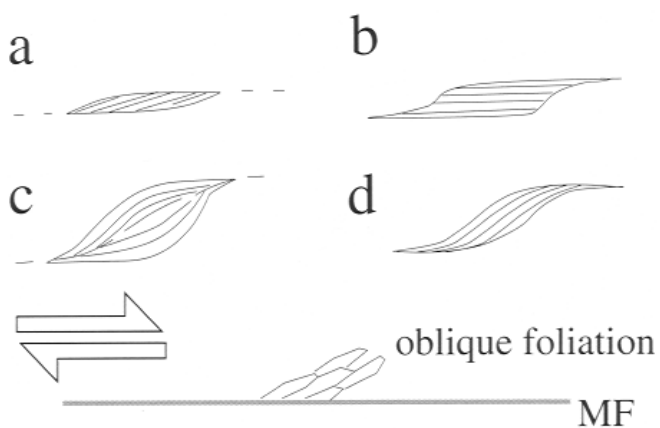


Figure 63. « mica fishes ».

Objets dans la matrice

Si la roche comporte des objets reconnaissables (phénocristaux typiquement), on peut les utiliser pour déterminer un sens de cisaillement (en pratique c'est moins fiable que les relations avec les plans de cisaillement, décrites plus haut).

- Les surcroissances (ombres de pression) sur ces minéraux (*winged objects*) peuvent montrer une asymétrie qui donne le sens de cisaillement. Les objets en σ ont des ombres de pression qui se développent « dans » la déformation ; les objets en δ tournent à cause du cisaillement en entraînant leurs surcroissances. La difficulté est de déterminer sur le terrain à quoi on a affaire.

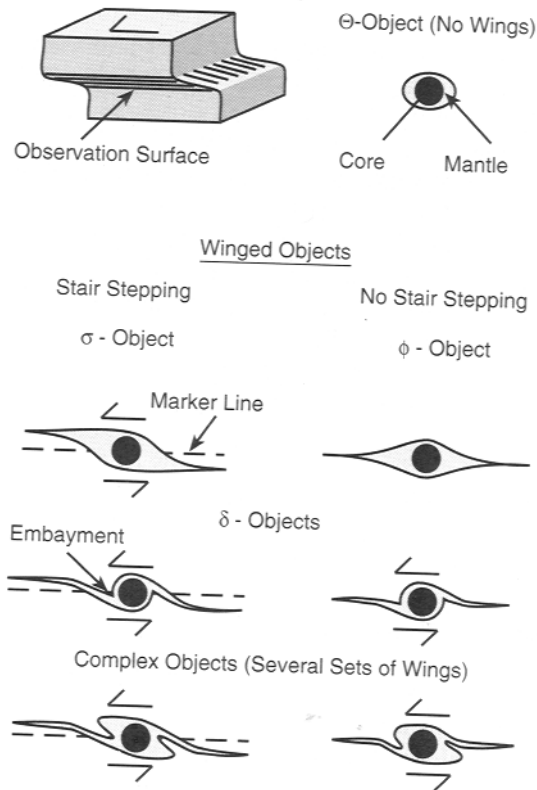
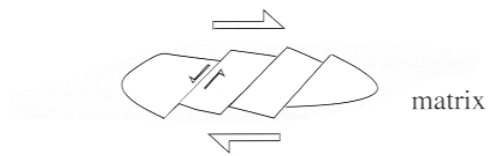


Figure 64. Surcroissances sur des objets rigides et sens de cisaillement.

- Des objets cassés par des microfailles peuvent aussi donner un sens de cisaillement.

antithetic microfaults or shear zones in grains



synthetic microfaults or shear zones in grains

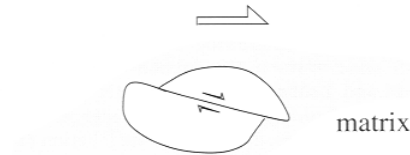


Figure 65. Fracturation d'objets rigides.

Plis asymétriques, ou plis d'entraînement

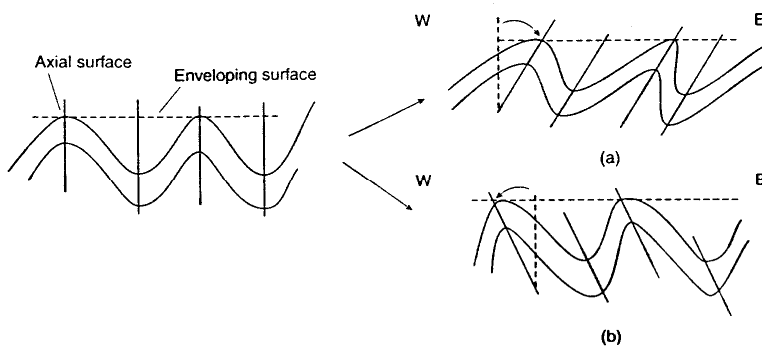


Figure 66. Plis d'entraînement.

Des plis asymétriques (en S ou en Z, selon la forme du flanc court, en regardant dans l'axe du pli) peuvent parfois marquer un sens de cisaillement.

3. La déformation ductile hétérogène

Les éléments de fabrique étudiés plus haut s'observent dans le cas de déformation homogène, au moins localement. Mais la déformation ductile est très souvent hétérogène elle aussi.

3.1. Les zones de cisaillement

En domaine ductile, la déformation a tendance à se localiser dans des zones relativement étroites : les zones de cisaillement (*shear zone*, ou *high-strain zone*) ; ceci est vrai à toutes les échelles, de la carte à l'échantillon.

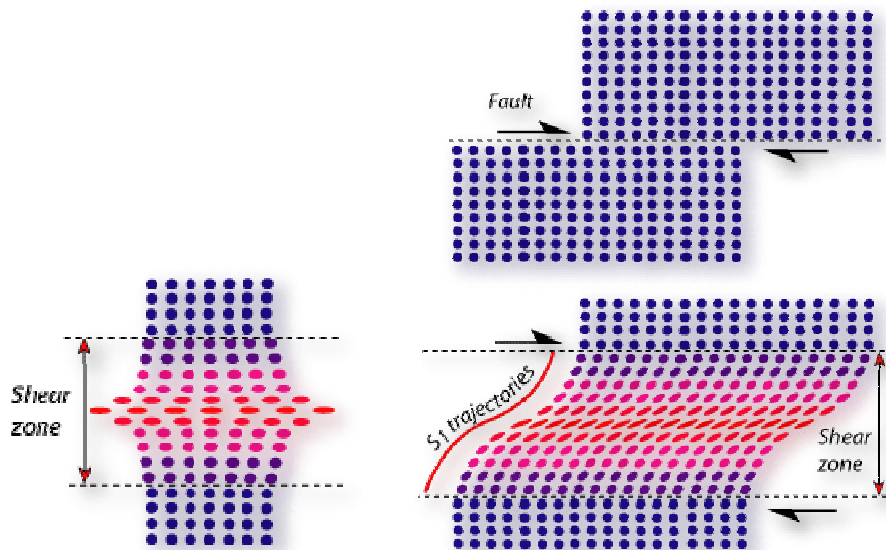


Figure 67. Zones de cisaillement en cisaillement simple et pur. Notez la façon dont la déformation augmente (et tourne, en cisaillement simple) en pénétrant dans la zone de cisaillement ; à rapprocher de la discussion sur les sens de cisaillement et les relations S-C précédemment.

Une zone de cisaillement peut correspondre à une déformation en cisaillement pur ou simple – en théorie. En pratique, ce sont le plus souvent des zones en cisaillement simple, et le cisaillement pur est accommodé par des zones de cisaillement (simple) conjuguées (Figure 57).

Des zones de cisaillement (simple) sont souvent l'équivalent en profondeur (voire la prolongation) de failles cassantes.

La cinématique des zones de cisaillement (sens de cisaillement en particulier) est discutée au paragraphe précédent (2.5.b)

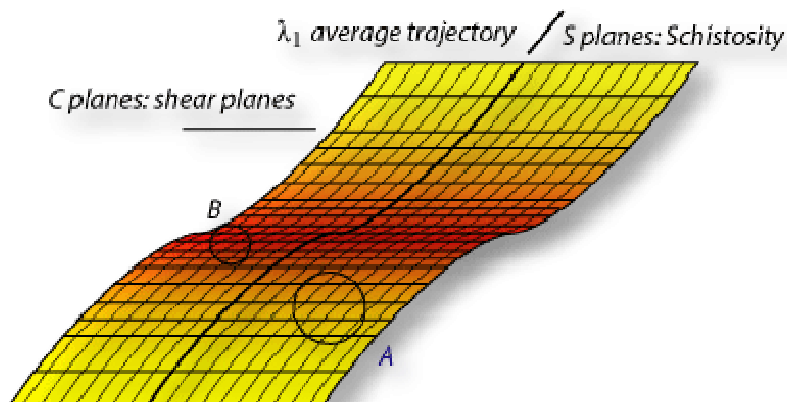


Figure 68. Trajectoires de foliation (S) et des plans de cisaillement (C) en rentrant dans une zone de cisaillement ductile.

3.2. Les boudins

Les boudins sont des structures en extension, dues à la rupture d'un niveau localement plus compétent (cassant) au

sein d'un paquet « mou » (moins compétent, et se déformant de façon plastique).

Ils sont liés à un contraste de viscosité (de compétence).

Selon la géométrie de l'extension (uni- ou bi-directionnelle), on peut avoir des boudins de forme différente (boudinage en « tablette de chocolat », *chocolate-block boudinage*).

On peut trouver des boudins dans les flancs d'un pli (extension locale, cf. paragraphe suivant).

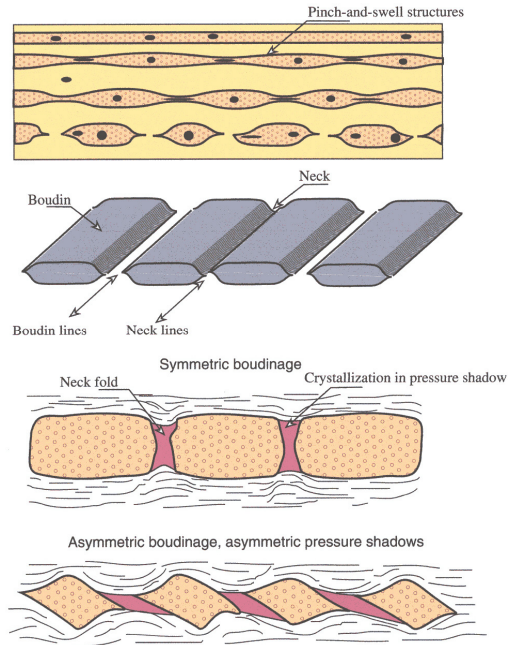


Figure 69. Formation progressive de boudins par extension.

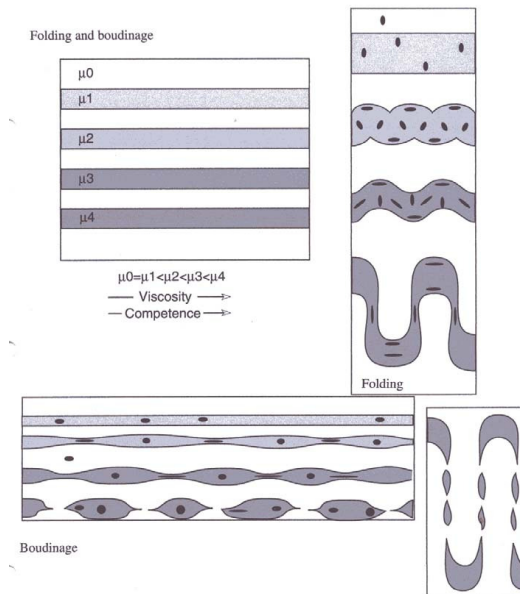


Figure 70. Contrôle rhéologique sur la géométrie des boudins et leur amplitude.

3.3. Les plis

.. sont traités au paragraphe suivant, bien qu'il s'agisse, évidemment, de déformation hétérogène !

4. Les plis

Les plis sont une des manifestations les plus spectaculaires de la déformation ductile. En France, on les associe souvent à une déformation de couverture, de type sub-Alpin ; mais ils sont en fait omniprésents dans tous les niveaux structuraux, y compris dans la croûte profonde.

Il existe une très (trop ?) abondante terminologie pour décrire les plis ; la plupart est en réalité assez logique.

Par ailleurs, différents mécanismes permettent de former des plis ; ils produisent des plis aux caractéristiques différentes (c'est pour cela qu'il importe de les décrire !).

4.1. Terminologie descriptive

a. Géométrie

Eléments d'un pli

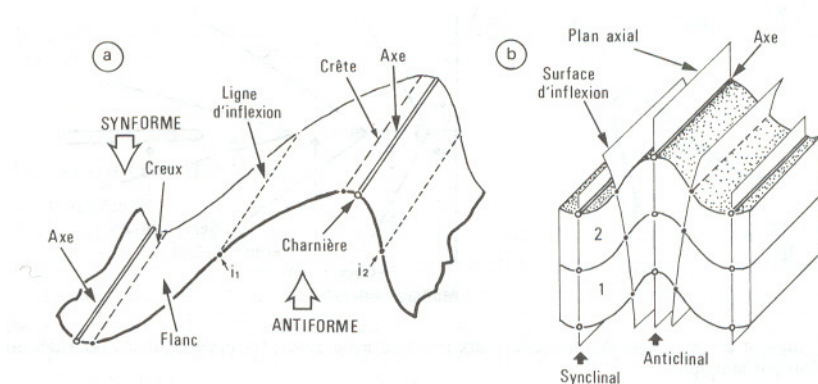


Figure 71. Les éléments d'un pli.

Un pli est courbé le long de son axe (*fold axis*), ou charnière (*hinge*) en section. Les axes de toutes les surfaces des plis définissent une surface (souvent un plan) axial (*axial plane*). Entre les charnières, on a des flancs (*limbs*). On parle aussi, parfois de la crête du pli (*culmination, crest*) pour désigner le point topographiquement le plus élevé.

Un pli qui est similaire par translation le long de son axe est un pli cylindrique (*cylindrical*). Si l'axe est courbé, il peut définir des structures en dômes et bassins (*dome and basin*).

Forme des plis

En section, un pli est un antiforme si ses flancs pendent dans des directions opposées, et un synforme si leur pendages converge (*antiform*, *synform*). Si les couches les plus jeunes sont au cœur, on parle de synclinal, sinon d'anticlinal (*syncline*, *anticline*).

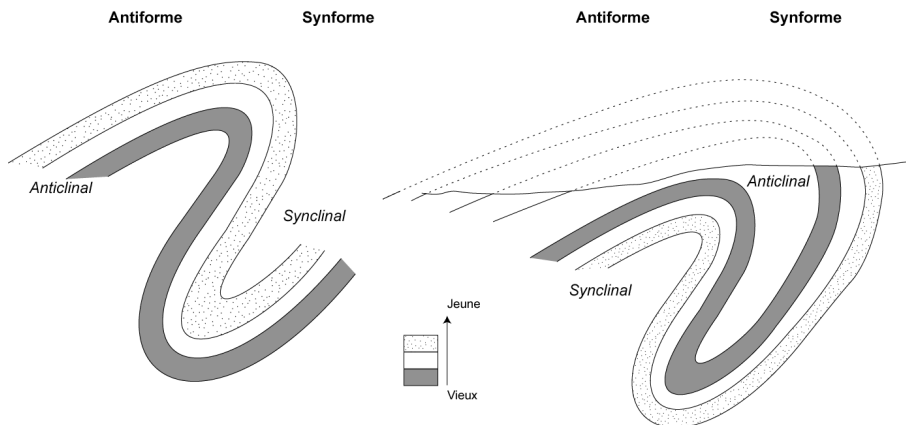


Figure 72. Tous les antiformes ne sont pas forcément des anticlinaux... Le cas à droite est appelé « tête plongeante », et on le trouve dans les domaines de nappes ductiles (Montagne Noire...).

(Oui, la définition est un peu tirée par les cheveux, c'est une rationalisation a posteriori de termes d'usage... dans les cas complexes, on préciserait ce qui se passe)

Profil des plis

Les plis peuvent être plus ou moins serrés ; on parle par exemple de plis ouverts, serrés ou isoclinaux (*open*, *tight*, *isoclinal*).

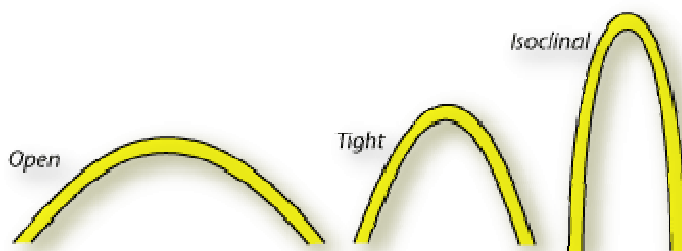


Figure 73. Forme des plis.

Orientation

Selon l'inclinaison du plan axial, on décrit un pli comme droit (*upright*), incliné (*inclined*), déversé (*overturned*) ou couché (*recumbent*).

Un pli déversé a en général un flanc normal, et un flanc inverse (*upright*, *overturned limb*).

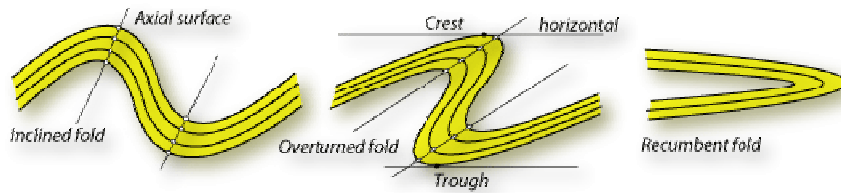


Figure 74. Forme des plis.

D'autre part, l'axe du pli lui-même peut avoir un pendage. On a des plis à axe horizontal, plongeants, verticaux, ou même inversé (*horizontal, plunging, vertical, reclined*).

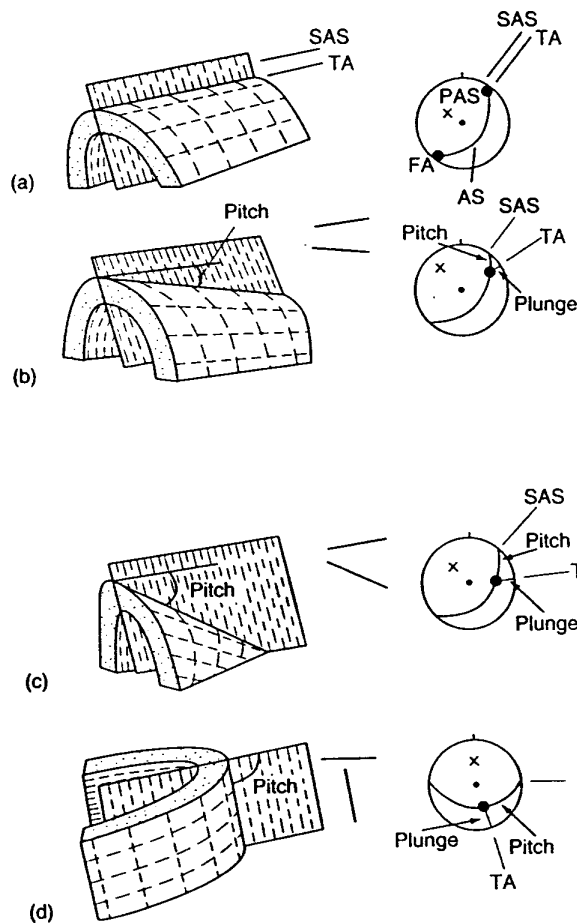


Figure 75. Inclinaison de l'axe du pli.

La combinaison des deux permet une grande variété de formes de plis (cf. TP5, projections stéréographiques).

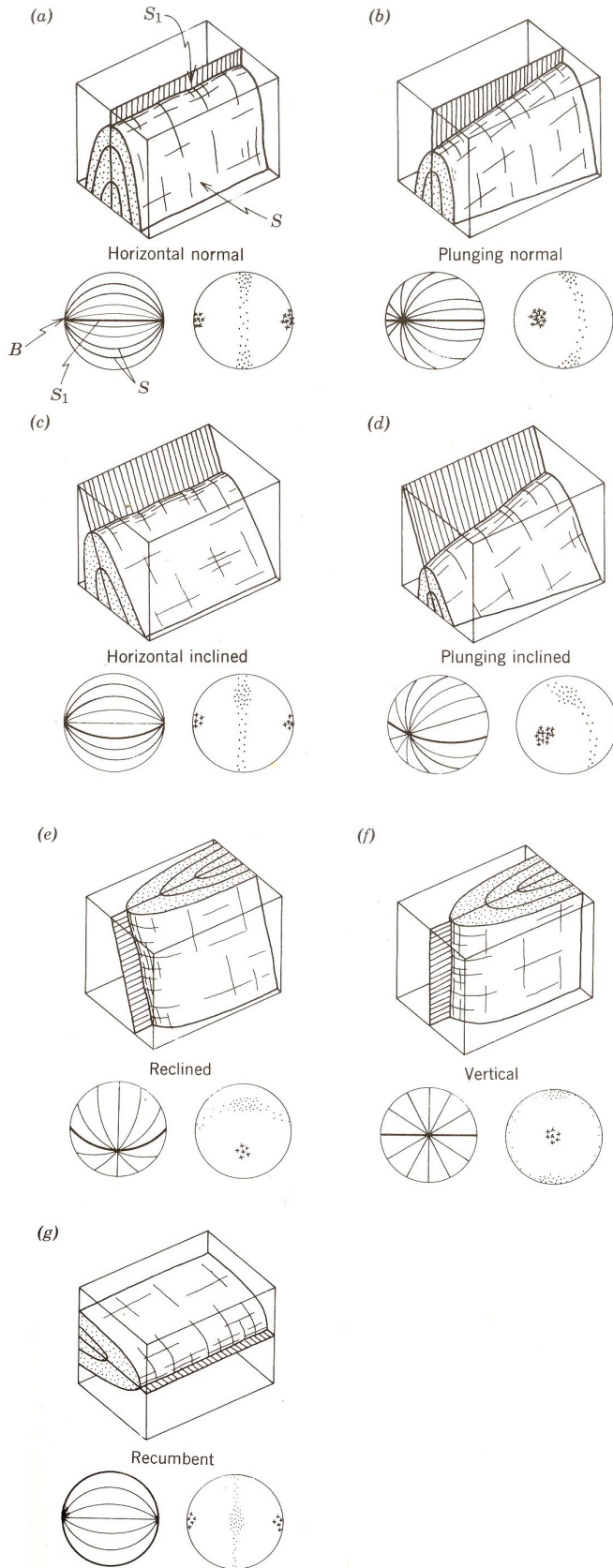


Figure 76. Forme des plis.

b. Epaisseur des couches

On peut distinguer deux types principaux :

- Les plis dans lesquels chaque couche a une épaisseur constante dans tout le pli (il y a alors des problèmes d'espace au cœur du pli ; dans les Alpes ils sont accommodés par un mécanisme de « bourrage » de niveaux ductiles (Trias) dans le cœur du pli (plis isopaques ; *isopach* ou *parallel fold*);
- Les plis dans lesquels l'épaisseur varie le long d'une couche, ce qui permet de les « empiler » indéfiniment (plis anisopaque, ou semblable ; *similar fold*).

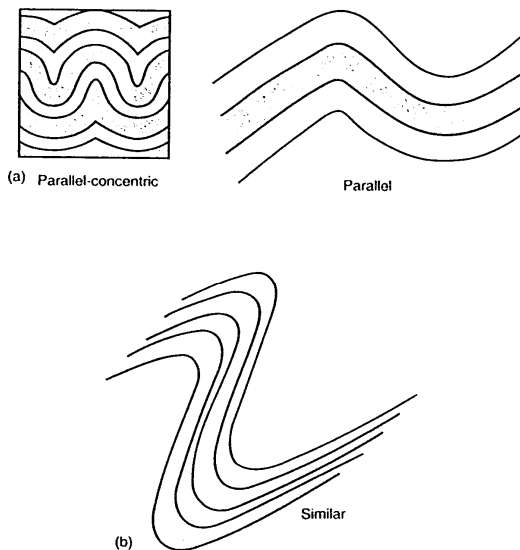


Figure 77. Plis isopaques et anisopaques.

De façon plus générale, on peut tracer les isogones d'un pli en reliant les points qui ont le même pendage sur les surfaces supérieures et inférieures d'une couche. On peut alors classer les plis en 3 classes (et des sous-classes) selon que les isogones convergent, sont parallèles ou divergent.

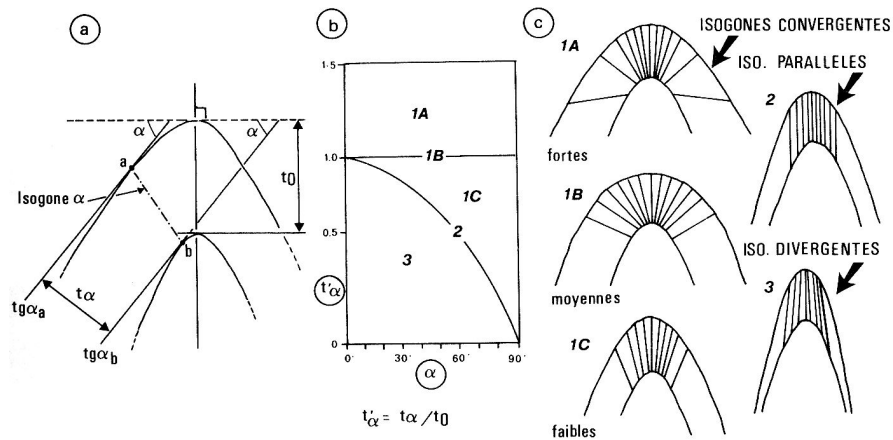


Figure 78. Classification des plis en fonction de la géométrie des isogones.

c. Relations entre plis et autres éléments structuraux

Plis et schistosité

De façon générale, les plis sont associés à une schistosité de plan axial (*axial planar cleavage*), parallèle au plan axial du pli ou légèrement en éventail.

La schistosité de plan axial peut légèrement changer d'angle, selon la nature des couches (réfraction de schistosité).

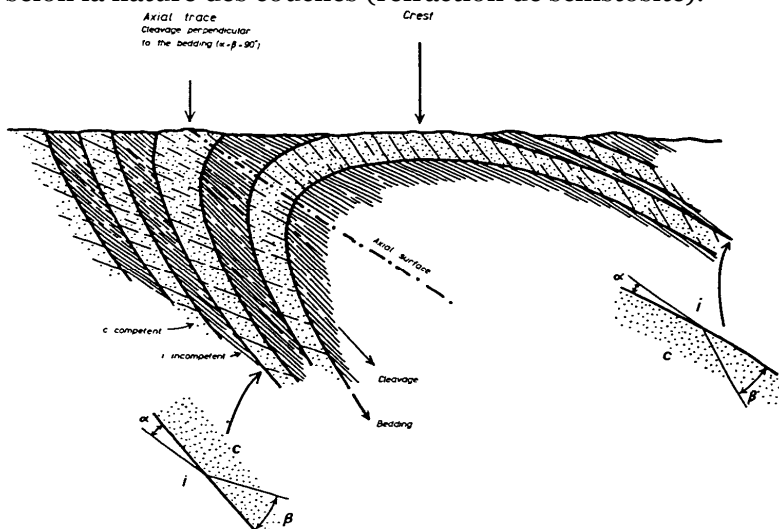


Figure 79. Schistosité de plan axial.

Emboîtement de plis

Comme beaucoup d'objets en géologie, les plis sont des structures auto-similaires : on retrouve à petite échelle des formes semblables aux formes à grande échelle. Ici, on parle de plis parasites (*parasitic folds*).

De part et d'autre de l'axe d'un pli principal, les plis de second ordre ont une asymétrie différente (plis en « S » et plis en « Z ») ; proche du sommet les plis secondaires sont des plis symétriques en « M ».

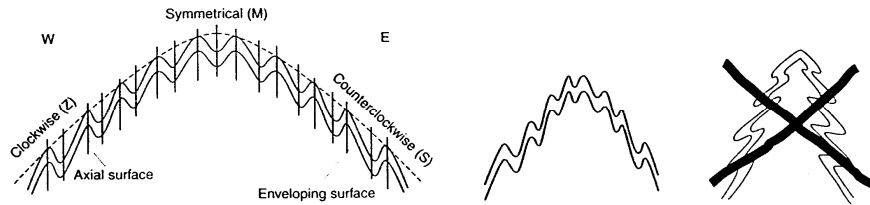


Figure 80. Plis parasites sur un anticlinal.

Systèmes plissés sur le terrain

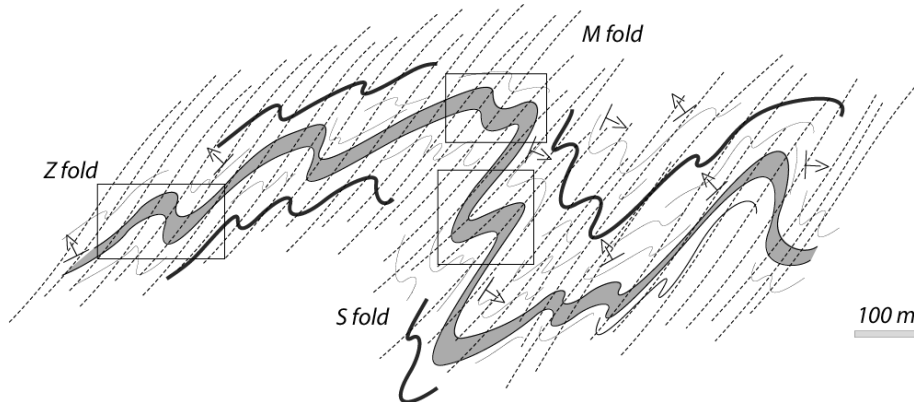


Figure 81. Associations plis régionaux – plis de second ordre – schistosité ; notez dans chaque cadre les relations géométriques différentes, que l'on peut utiliser pour comprendre la structure d'ensemble.

Les relations entre schistosité (de plan axial) et forme du pli, d'une part ; entre plis principaux et plis de second ordre, d'autre part ; permettent sans ambiguïté de savoir sur le terrain où on se trouve sur un pli principal.

d. Plis particuliers

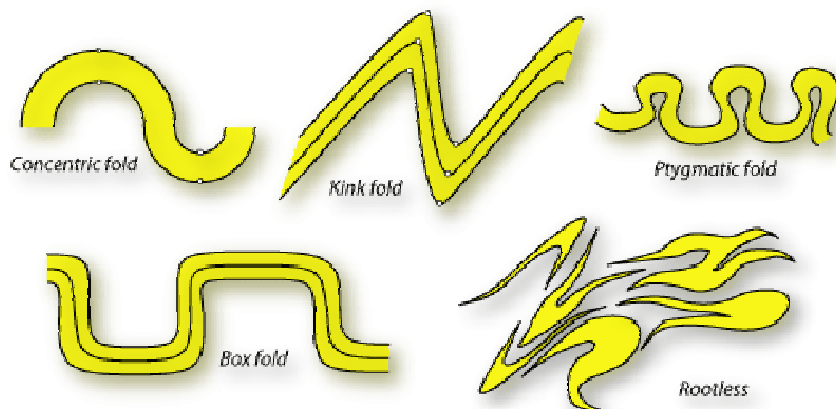


Figure 82. Quelques plis particuliers.

On utilise des termes particuliers pour certains types de plis, illustrés Figure 82 : plis en genou (*kink folds*) ; plis ptygmiques (*ptygmatic*) ; plis coffrés (*box fold*) ; plis déracinés (*rootless*).

On peut aussi rappeler ici les plis de crénulation (Figure 53, paragraphe 2.2.c).

Si les axes de plis sont courbes, on peut arriver à former des plis à section fermée, appelés plis en fourreau (sheath folds).

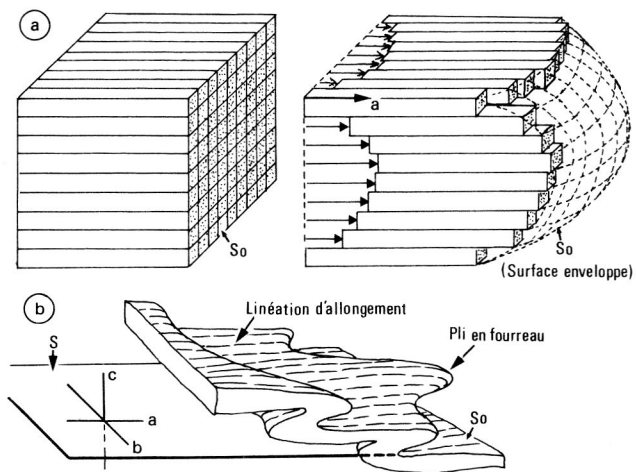


Figure 83. Plis en fourreau.

e. Interférences de plis

Une région qui subit plusieurs phases de plissement présente des structures d'interférence (plis replissés). On classe les plus communs en plusieurs types (Figure 84) :

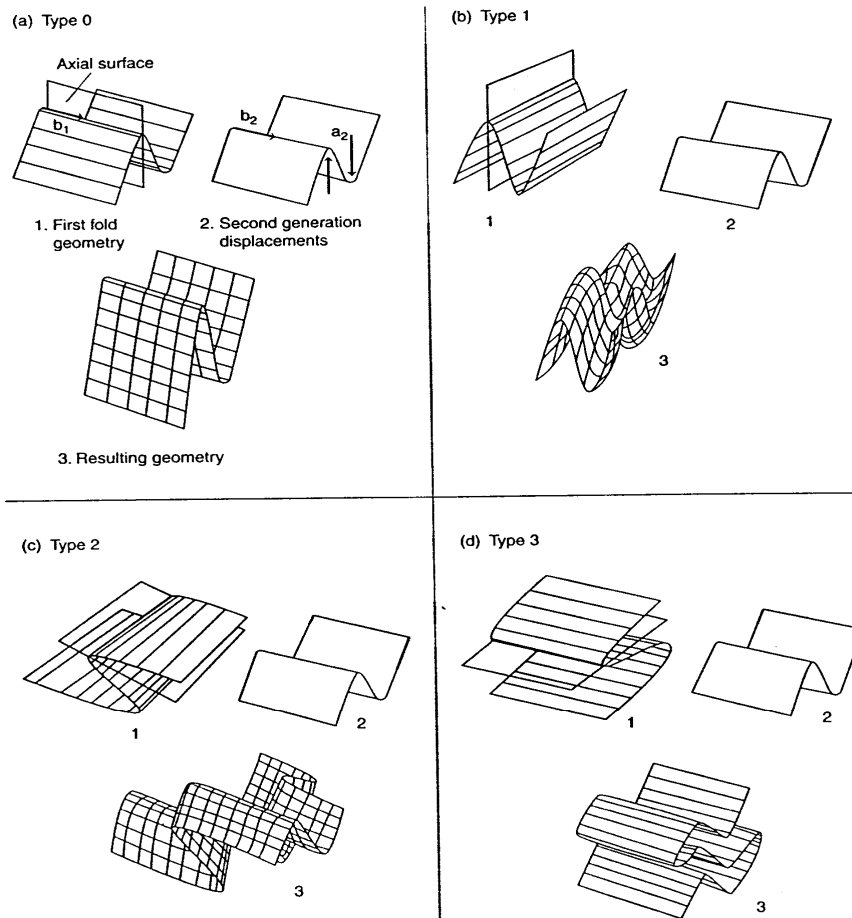


Figure 84. Interférences de plis.

- Type 0 : les deux plissements ont la même orientation. Les premiers plis sont resserrés ;
- Type 1 : deux phases de plissements orthogonales. Structures en dômes et bassins ;
- Type 2 : plis couchés replissés par des plis droits orthogonaux. Structures « en champignon » ;
- Type 3 : plis couchés replissés par des plis droits. « plis plissés » (*refolded folds*).

4.2. Plissement par flexion : les plis isopaques

C'est la façon la plus intuitive de former des plis : en appuyant sur les extrémités d'une couche, elle se plie. Ce sont les plis classiques de la couverture sédimentaire (chaînes subalpines).

a. Le flambage

Le mécanisme par lequel une plaque (ou une barre) se plie si on appuie sur ses extrémités (même parfaitement parallèlement) est connu sous le nom de flambage (*buckling*).

Flambage d'une couche unique

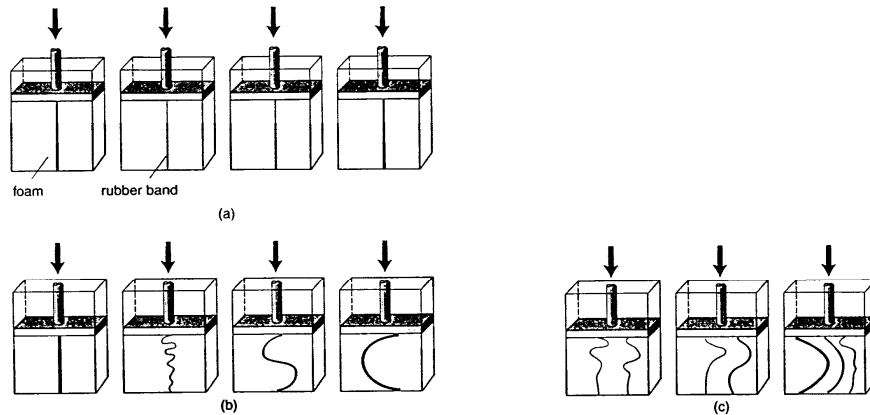


Figure 85. Modèle analogique de flambage d'une bande de caoutchouc (noir) dans une mousse de polymères. En haut, dispositif expérimental avec des bandes de plus en plus épaisses de gauche à droite ; la boîte la plus à gauche ne contient qu'un marqueur coloré (pas de caoutchouc). En bas à gauche, après raccourcissement ; en bas à droite, si la boîte contient plusieurs bandes, la déformation est contrôlée par la plus épaisse (cf. Figure 87).

La géométrie du flambage peut se décrire comme une sinusoïde, qu'on caractérise par son amplitude et sa longueur d'onde. Le flambage ne se fait que sur une couche dont la viscosité est différente (plus forte) que celle du matériel autour, et la forme du flambage dépend du contraste de viscosité entre les deux, et de l'épaisseur de la couche compétente (Figure 85, Figure 86). Si le contraste de viscosité est trop faible (<10), il n'y a pas de plissement, mais un épaississement de la couche (cf. le bas de la Figure 86).

Si on modélise les deux matériaux par un comportement visqueux newtonien (une proposition sans doute audacieuse), la longueur d'onde (*wavelength*) des instabilités de flambage d'une couche d'épaisseur a et de viscosité η_1 , dans un milieu de viscosité η_2 , est donnée par l'équation de Biot-Ramberg :

$$W = 2\pi a \sqrt[3]{\frac{\eta_1}{6\eta_2}}$$

L'amplitude des plis est, quant à elle, dépend du contraste de viscosité et de la quantité de raccourcissement.

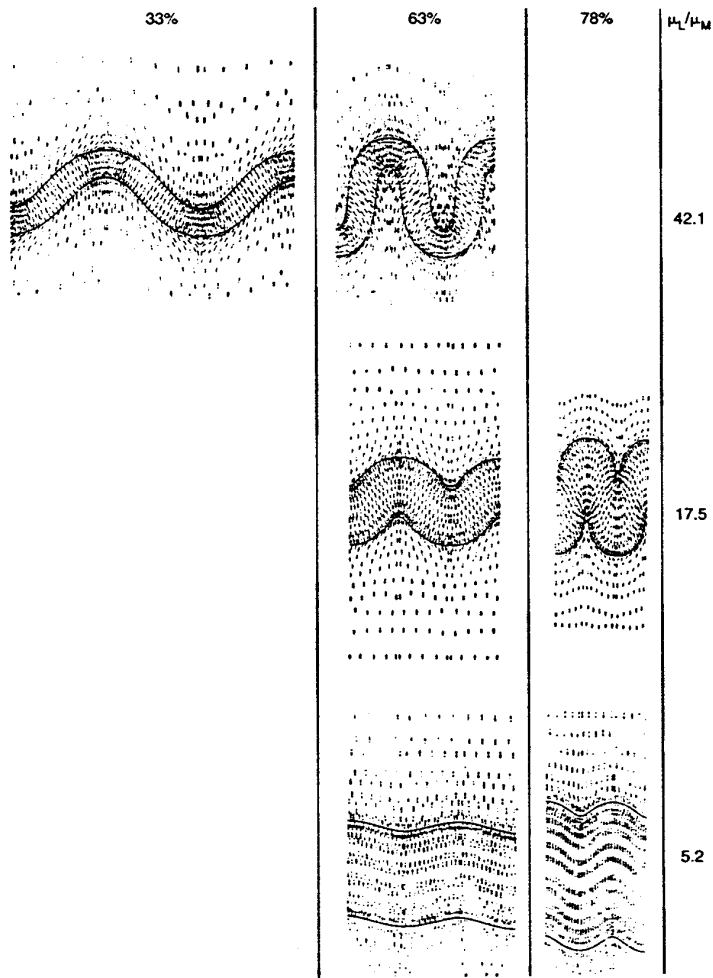


Figure 86. Modèles numériques de plissement d'une couche, avec différents contrastes de viscosité avec son environnement (décroissant de haut en bas). Plus le contraste de viscosité est élevé, plus les plis ont une amplitude élevée.

Flambage d'une pile de couches

Deux effets jouent un rôle :

- Des couches suffisamment proches se comportent comme une seule couche (et forment donc des plis de plus grande amplitude) ;
- Les couches les plus épaisses contrôlent le mode de plissement de l'ensemble.

On peut donc obtenir des types de plis assez divers...

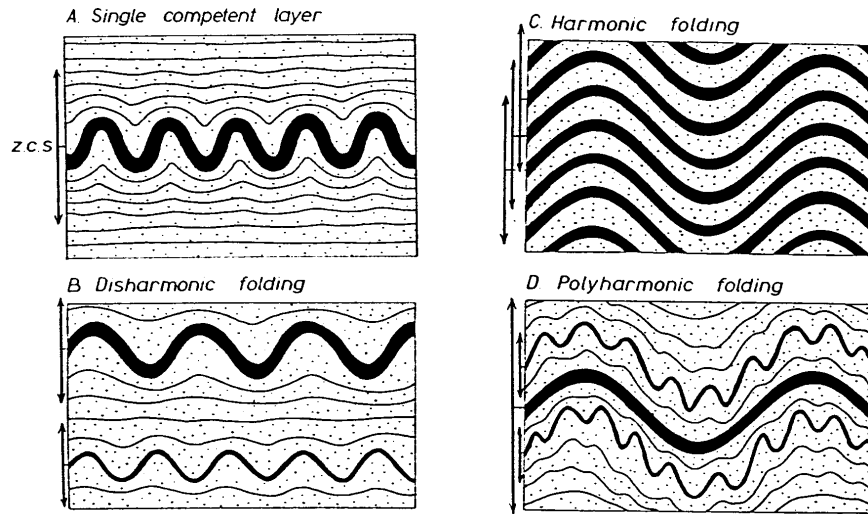


Figure 87. Plissement d'une pile de couches compétentes (noir) et moins compétentes (pointillés). A. Une seule couche compétente. B. Deux couches compétentes, d'épaisseurs différentes se plissent chacune selon son mode propre si elles sont assez écartées. C. Plusieurs couches compétentes proches : noter que la longueur d'onde des plis a augmenté. D. Une couche épaisse et des couches minces ; les couches minces tendent à suivre la couche épaisse.

NB—si à l'inverse on a une couche peu compétente dans une matrice compétente, on forme des structures un peu différentes (« mullions »).

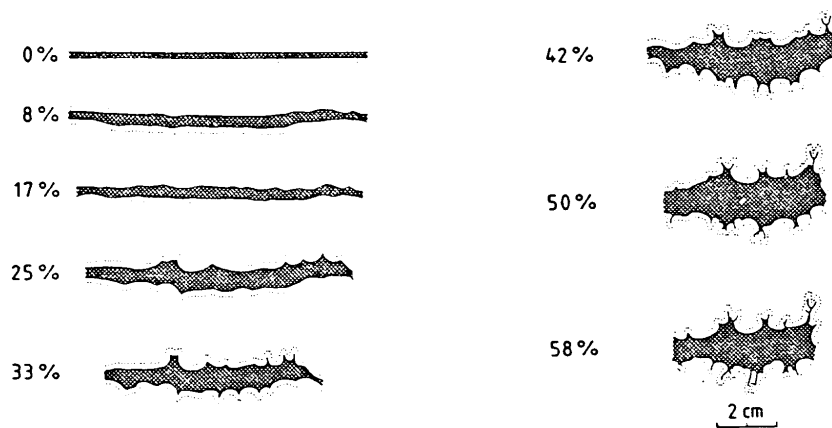


Figure 88. « mullions » développés expérimentalement avec une couche peu compétente dans une matrice compétente.

b. Régime de déformation dans les plis et microstructures associées

Si on continue à modéliser les plis comme des simples plaques déformées, on voit que le plissement impose des déformations internes dans la plaque qui peuvent se faire de deux façons, par déformation de charnière (*neutral plane folding*) ou par déformation de flanc (*flexural folding*).

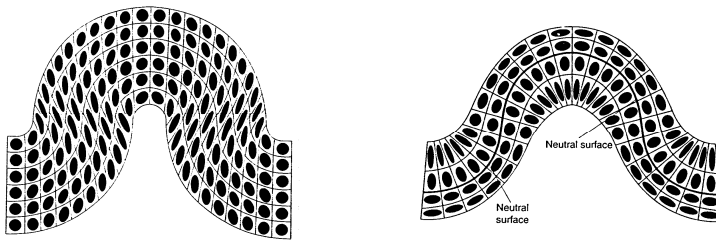


Figure 89. Deux types de répartition de la déformation dans un pli : par déformation de flanc, ou de charnière.

Plis par déformation de flanc

Dans ce cas, la déformation interne de la plaque est accommodée en créant des cisaillements simples dans la plaque (cf. plissement d'un annuaire ou d'un paquet de cartes).

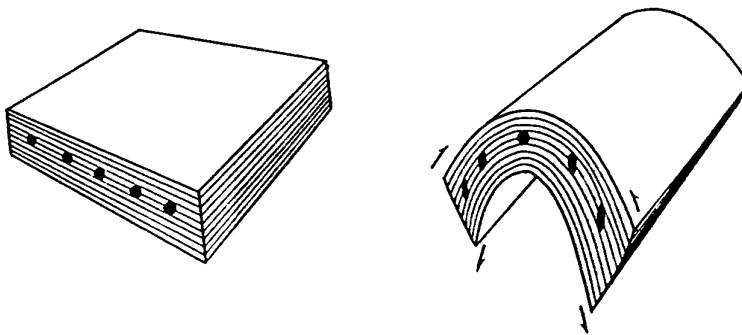


Figure 90. Pli à déformation de flanc.

Les structures résultantes impliquent du glissement banc sur banc, ou des fentes de tension obliques dans le flanc du pli.

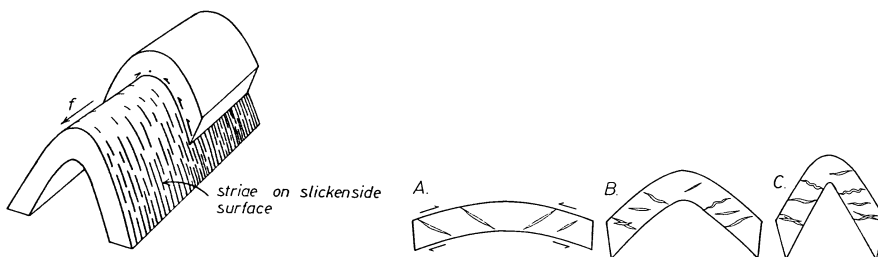


Figure 91. Structures associées au plissement par déformation de flanc : glissement banc sur banc (gauche), fentes de tension dans le flanc du pli (droite).

Plis par déformation de charnière

C'est le mode de déformation d'une simple poutre ou plaque. Dans ce cas, on constate aisément qu'il existe une « ligne neutre » (*neutral line*) quelque part au milieu de la poutre ; ce qui est « au dessus » est en extension, ce qui est en dessous est en compression. On observe donc des structures extensives à l'extérieur (« extradors ») du pli, et compressives à l'intrados.

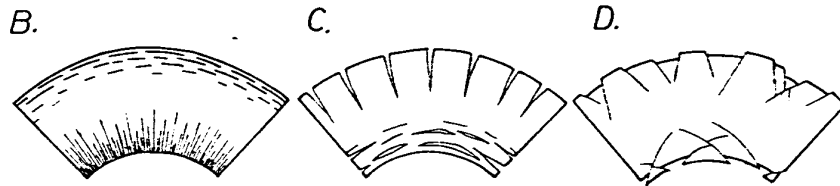


Figure 92. Structures d'extrados et d'intrados sur un pli.

4.3. Plissement par cisaillement ou aplatissement : les plis anisopaques (plis passifs)

Une autre façon de former des plis est simplement par déplacement différentiel d'un marqueur (cisaillement hétérogène). On trouve donc des plis dans toutes les zones de cisaillement, et plus généralement dans toute la croûte moyenne ou inférieure.

Ce sont des plis qui ne se forment pas par flambage d'une couche de viscosité différente, mais par mouvement différentiel sur les plans de cisaillement.

a. Plis par cisaillement simple (plis semblables)

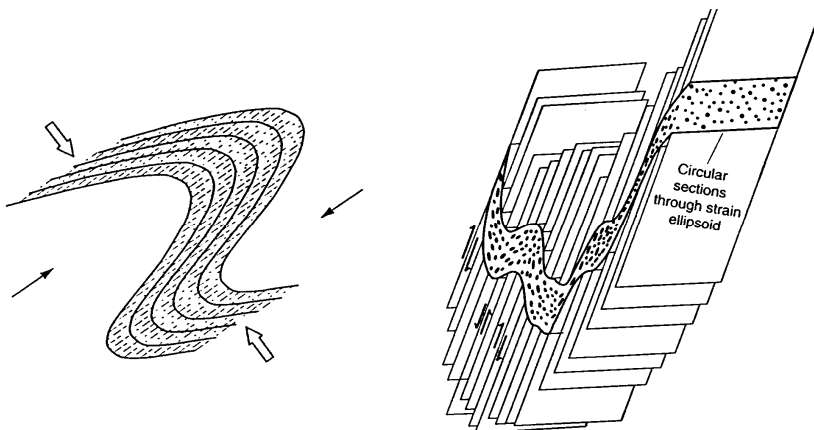


Figure 93. Plis par cisaillement simple hétérogène.

C'est le cas le plus classique : cisaillement simple, typiquement dans une zone de cisaillement ductile.

C'est la façon dont se forment les plis en fourreau (Figure 83).

b. Plis par aplatissements hétérogène

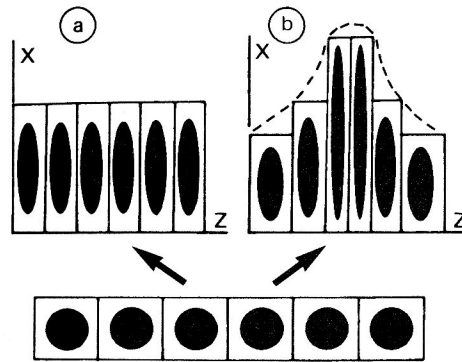


Figure 94. Plis par cisaillement pur hétérogène.

Il est même possible de faire des plis par cisaillement pur... ce n'est sans doute pas le cas le plus commun. Dans ce cas, ce sont des plis purement passifs.

5. Tectonique ductile à l'échelle régionale

On peut schématiquement opposer deux types de domaines où la déformation est essentiellement ductile : les domaines de couverture plissés, et les zones profondes de la croûte.

5.1. Associations de plis et chevauchements

Dans les domaines « de couverture », comme par exemple les chaînes sub-alpines ou les zones externes de la chaîne hercynienne, on a typiquement des associations de plis et de nappes. Les chevauchements sont souvent des flancs inverses étirés de plis. Il y a un contraste rhéologique important entre le « socle » et sa « couverture » (cassant vs. ductile), qui contrôle la géométrie du système. Le rôle mécanique de couches plus ou moins compétentes est important dans la morphologie des plis (penser à la dalle urgonienne dans les Alpes).

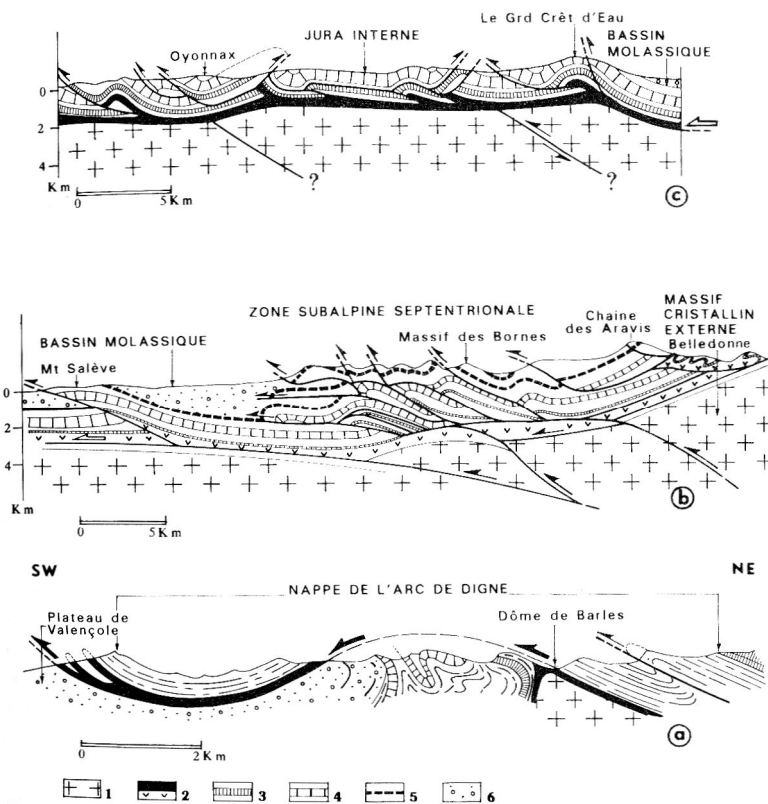


Figure 95. Tectonique de couverture plissée, type sub-alpin.

En allant vers des niveaux structuraux plus profonds, on a toujours des associations de plis et de chavauchements ; mais une importante schistosité se développe (plan axial, souvent parallèle aux chevauchements). Le rôle rhéologique d'une unité particulière s'amenuise, et on évolue vers un domaine

purement ductile où la tectonique cassante (failles et chevauchements) n'a plus guère de place.

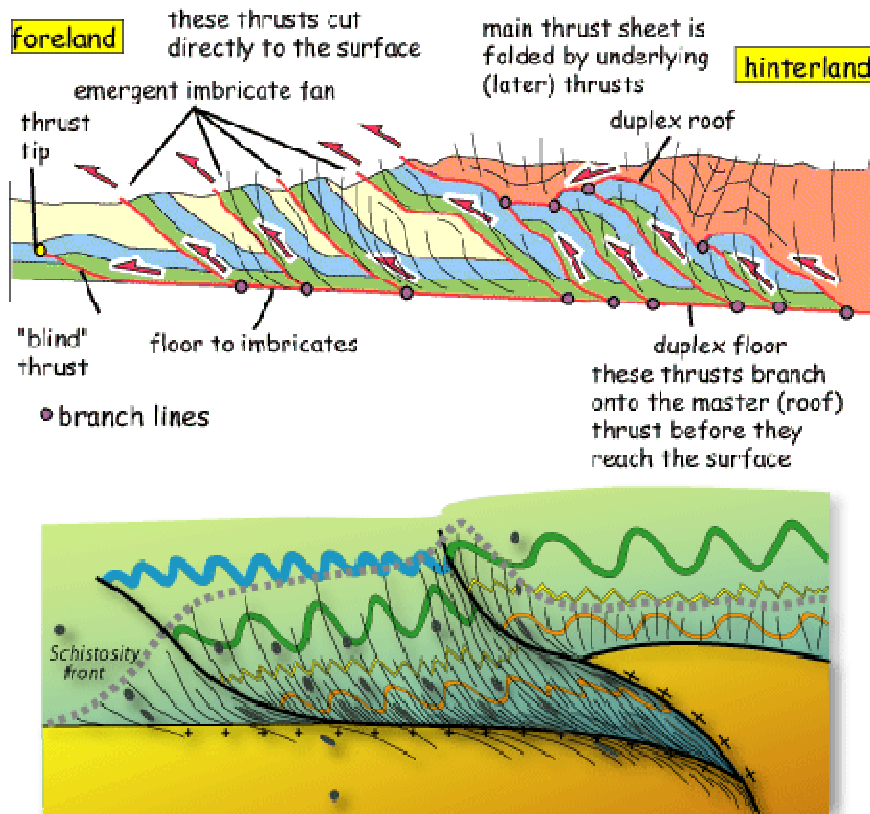


Figure 96. Tectonique de plis et chevauchements en domaine modérément profond (type Montagne Noire, etc.).

5.2. Domaines profonds des zones déformées

Dans les domaines profonds (à partir du faciès amphibolite), on est dans le domaine de la déformation purement ductile ; la déformation cassante est rare, limitée à par exemple des pegmatites (pression de fluide importante).

Les domaines structuraux profonds, au premier abord, se ressemblent : ce sont des zones de gneiss, plus ou moins déformés. Il est possible d'y identifier des zones de cisaillement ; une étude cinématique plus fine permet de se rendre compte que ces domaines ductiles peuvent enregistrer des associations structurales analogues à celles que l'on peut voir en domaine cassant : zones décrochantes (grands décrochements ductiles, type Bretagne) ; zones extensives (Metamorphic core complex, Figure 132) ; zones compressives (chevauchements crustaux, Haut-Allier par exemple).

charriages synsédimentaires-
tectonique cassante

plis isopaques

plis anisopaques-
schistosité

foliation

dômes migmatitiques

cisaillements ductiles

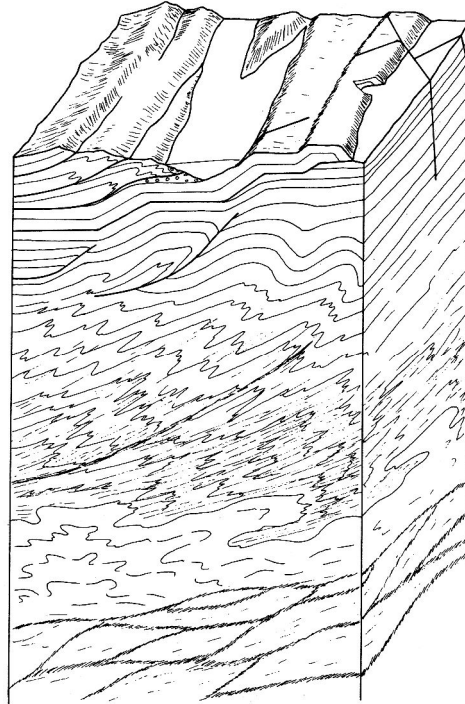


Figure 97. Représentation
schématique des styles
tectoniques à différents
niveaux structuraux.

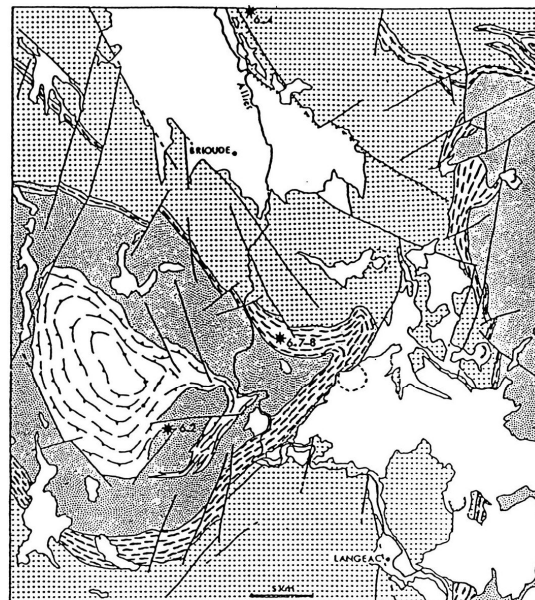


Figure 98.
Chevauchements en
domaine ductile : le
Haut-Allier.

-  Formations volcaniques et superficielles
-  Gneiss anatectiques à reliques granitiques
-  Groupe leptyna-amphibolique
-  Gneiss à biotite et sillimanites
-  Orthogneiss du Ceyroux

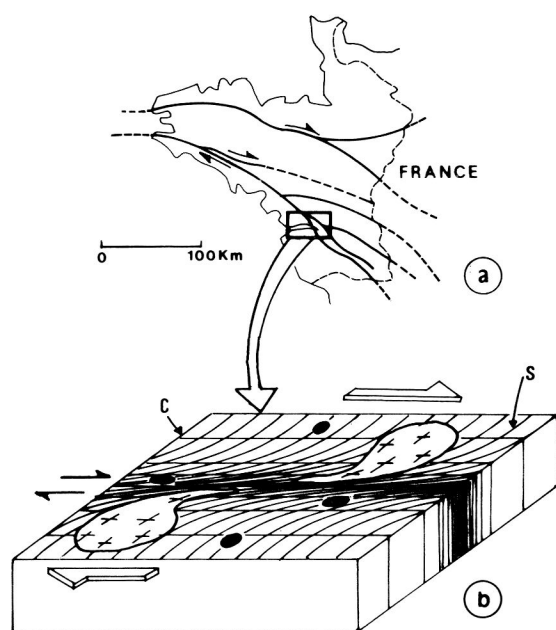


Figure 99.
Décrochements
ductiles : les
cisaillements hercyniens
de Bretagne.

III. Déformation cassante

1. La rupture des roches

1.1. Mécanismes macro- et microscopiques

A l'échelle microscopique, la rupture implique de briser des liaisons atomiques. En théorie, c'est très difficile et devrait nécessiter une énergie (donc une contrainte) très supérieure à la contrainte observée pour la rupture des matériaux géologiques (et modélisée par le critère de Coulomb-Navier, voir paragraphe I.4.2.c).

A l'échelle d'un massif de roche, il existe de nombreuses fractures préexistantes (diaclasses, litage, anciennes failles, etc.), si bien que la déformation régionale implique plutôt la réactivation de fractures existantes que la formation de nouvelles ruptures. Mais il est, quand même, possible de casser une roche non-fracturée, et expérimentalement ceci ne nécessite pas des énergies compatibles avec la rupture de liaisons atomiques !

La solution à ce paradoxe apparent est connue sous le nom de « fracturation de Griffith » (*Griffith cracking*). A l'échelle du grain, une roche contient d'innombrables petites fractures : limites de grains, micro-fractures, pores, etc. A la pointe de ces craquelures, il se produit une importante concentration de contraintes ; pour une fente elliptique d'axes a et b , la contrainte à la pointe de la fracture est augmentée d'un facteur $2(a+1)/b$ (on peut aussi écrire cette valeur en fonction du grand axe a et du rayon de courbure de la pointe de la craquelure, ce qui revient au même). Pour une craquelure de rapport d'aspect 10 :1 par exemple, la contrainte en bout de fente est donc augmentée d'un facteur 22 par rapport à la contrainte externe !

Autrement dit, une roche apparemment « intacte » contient en réalité de nombreuses fentes sur lesquelles le glissement a lieu.

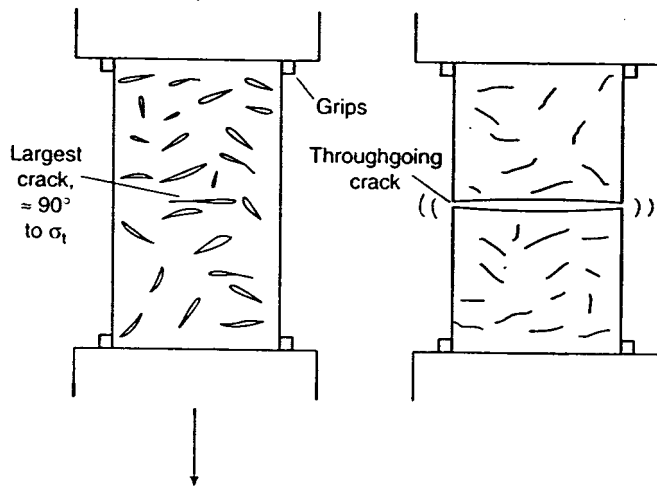


Figure 100. Rupture sur des fentes de Griffiths pré-existantes. Les fentes dans la bonne orientation sont activées et deviennent la « vraie » fracture. Les autres fentes sont refermées.

1.2. Géométrie

Pour l'essentiel, nous discuterons la géométrie de la rupture en utilisant la méthode dite du cercle de Mohr (TD 2). Les principaux résultats sont les suivants :

- L'orientation des failles ou fractures par rapport à la contrainte varie en fonction de la pression de confinement (contrainte moyenne).
- Pour des pressions crustales typiques, les failles sont orientées à 30° de part et d'autre de σ_1 ; on a donc des systèmes de failles conjuguées avec un angle de 60° entre elles. Des failles normales ont ainsi un pendage typique de 60° , qui diminue avec la profondeur.
- Elles sont associées à des fentes de tension parallèles à σ_1 .

a. Effet de la pression de confinement sur la géométrie

Pressions de confinement faibles ou nulles : fentes de tension purement cassantes

Pour des faibles pressions de confinement, la rupture se développe sans glissement, par des fissures perpendiculaires à σ_1 , qui s'ouvrent dans la direction de σ_3 . Ce sont des fentes de tension (*tensile cracks*)(cf. Figure 100).

Pressions de confinement élevées : rupture cisailante ductile-cassante

Pour des pressions de confinement plus élevées, il devient plus difficile d'ouvrir des fissures. La fracturation a lieu par

glissement sur des plans de fracture (plans préexistants et dans la bonne orientation, ou de façon analogue au cas précédent, par exagération de fentes de Griffith) (*shear fractures*).

D'autre part, la rupture a maintenant lieu après un petit peu de déformation plastique (et pas uniquement élastique, comme dans le cas précédent).

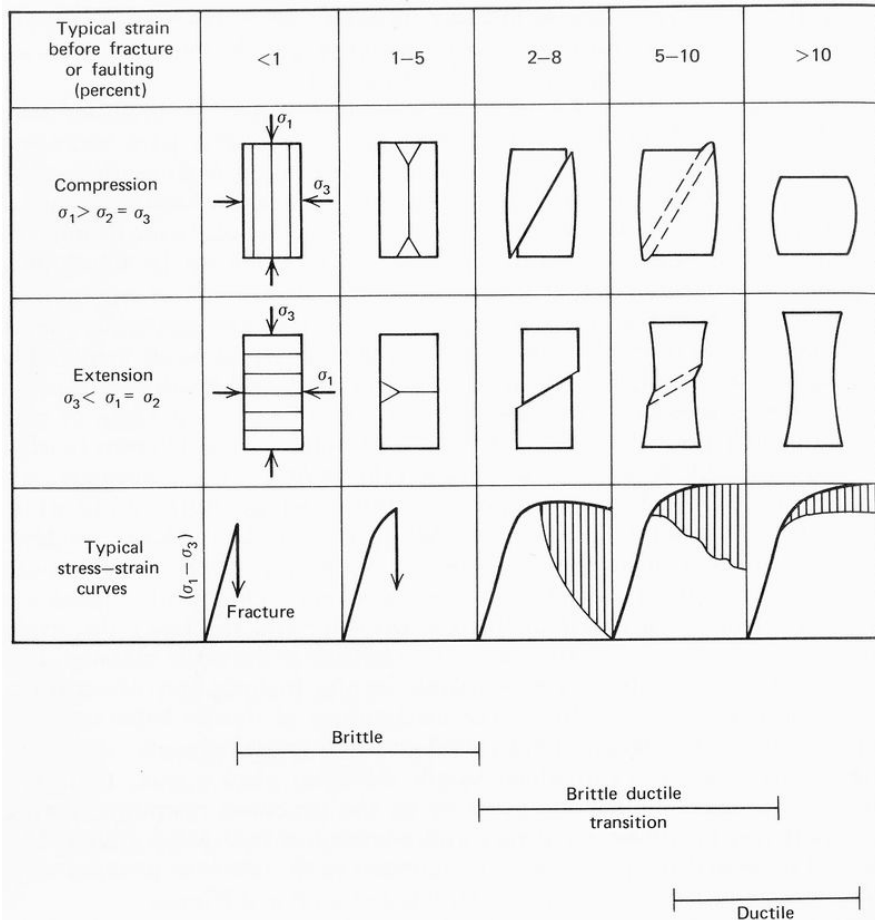


Figure 101. Géométrie de la rupture, pour des pressions de confinement croissantes. Le changement correspond à des courbes rhéologiques qui évoluent avec la pression de confinement (cf. I.4.4.b).

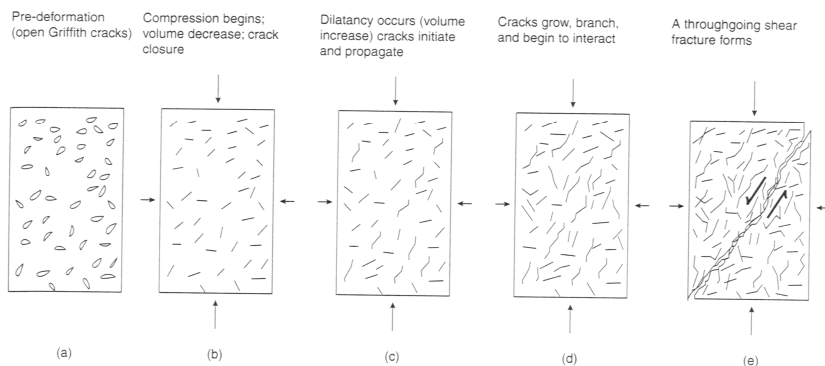


Figure 102. Rupture cisailante sur fractures de Griffith.

b. Systèmes de failles conjuguées

Les failles qui se forment par rupture cisailante (en suivant le critère de Navier-Coulomb) se forment à 30° de σ_1 , et contiennent σ_2 . Il y a donc deux orientations possibles pour la rupture (ou la réactivation de failles existantes), qui forment des systèmes de failles dit conjugués (*conjugate faults*).

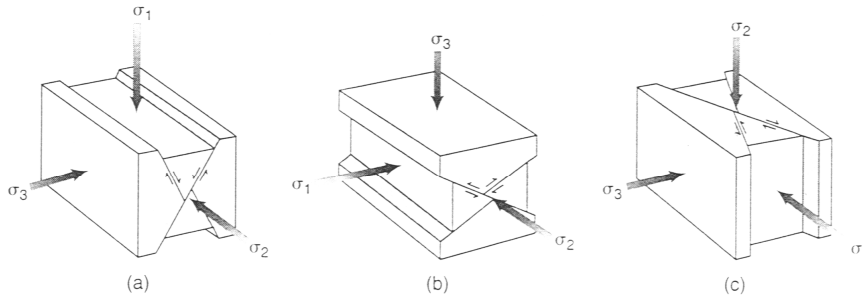


Figure 103. Failles conjuguées pour différentes orientations de σ_1 .

c. Associations failles—fentes

Dans la nature, les deux éléments (failles conjuguées formées par rupture cisailante, et fentes de tension) sont associées. On a donc des systèmes où on associe des failles avec des fentes en échelon (*en-echelon tension gashes*).

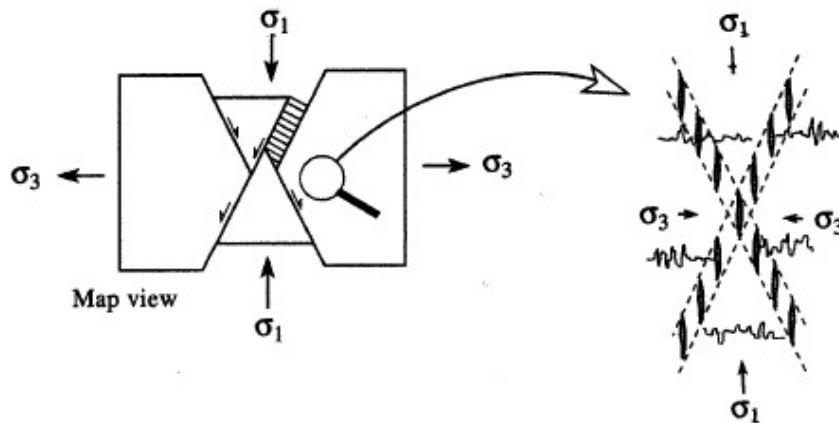


Figure 104. Association entre failles conjuguées et fentes de tension (et stylolites – cf. paragraphe 2.2).

2. Joints, fractures et veines

Les joints, fractures, etc. (*joints, fractures*) sont souvent les éléments géométriques les mieux visibles sur un affleurement; il s'agit de fracturation cassante, sans déplacement (ou avec un déplacement minimal) sur les plans de rupture.

Quand les systèmes de fracture sont remplis de minéraux (souvent quartz ou calcite), on parle de veine (*vein*).

2.1. Joints et diaclases

La plupart des masses rocheuses présentent une (ou plusieurs) fracturation(s) plus ou moins régulière, sans déplacement, qui le plus souvent définit la forme de l’affleurement : des joints (*joints*) ou diaclases. Il n’y a en général pas de déplacement sur les joints, ce sont donc des fractures tensiles (et pas de la rupture cisailante).

Les joints sont importants

- En hydrologie (ou pour le pétrole) : ils définissent la perméabilité en grand d’un réservoir ;
- En géotechnique, génie civil et minier, etc. : ils définissent la solidité d’une masse rocheuse ;
- En géomorphologie : ils définissent souvent les principales directions du relief ;
- En gîtologie : ils sont souvent des sites de précipitation de minéraux, dont des minéraux d’importance économique (systèmes de veines minéralisées, ou *stockwork*).

Les joints sont des fractures tensiles ; leur origine peut varier :

- Fracturation tectonique (on a dans ce cas des systèmes conjugués de joints, dans des directions compatibles avec le champ de contrainte régional) ;
- Fracturation par relâchement des contraintes (post-tectonique) ;
- Fracturation hydraulique (par exemple, eau libérée par la cristallisation d’un pluton ; dans ce cas, on a souvent des systèmes de veines de quartz ou de pegmatites, qui remplissent la fracturation, et qui définissent deux systèmes, radial et concentrique autour du pluton) ;
- Fracturation par érosion et remontée à la surface (compétition entre compression des roches qui se refroidissent – cf. prismation en « orgues basaltiques », *columnar jointing* – et expansion due à la diminution de pression).

2.2. Fentes de tension, stylolithes

Les fentes de tension sont en général de petites veines (quelques dizaines de centimètres, encore qu’il y ait des exemples de structures analogues de taille kilométrique) remplies de minéraux (calcite ou quartz). Ce sont des fractures tensiles, qui s’ouvrent dans la direction de σ_3 . Elles sont

associées aux failles, et forment des systèmes « en échelon » (*en-echelon tension gashes*) le long des plans de faille, ou parfois à l'endroit où « il y aurait du » y avoir une faille.

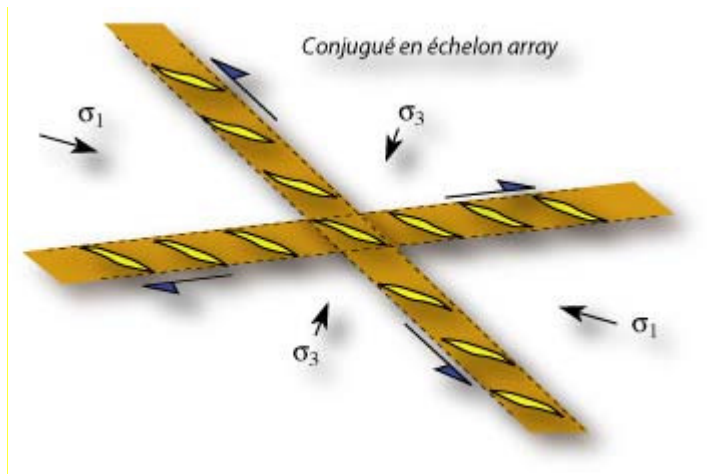


Figure 105. Fentes de tension formant deux systèmes en échelon conjugués.

Il n'est pas rare que des fentes de tension soient à leur tour déformées par le mouvement relatif des lèvres de la faille ; on peut même parfois voir une nouvelle génération de fentes les recoupant.

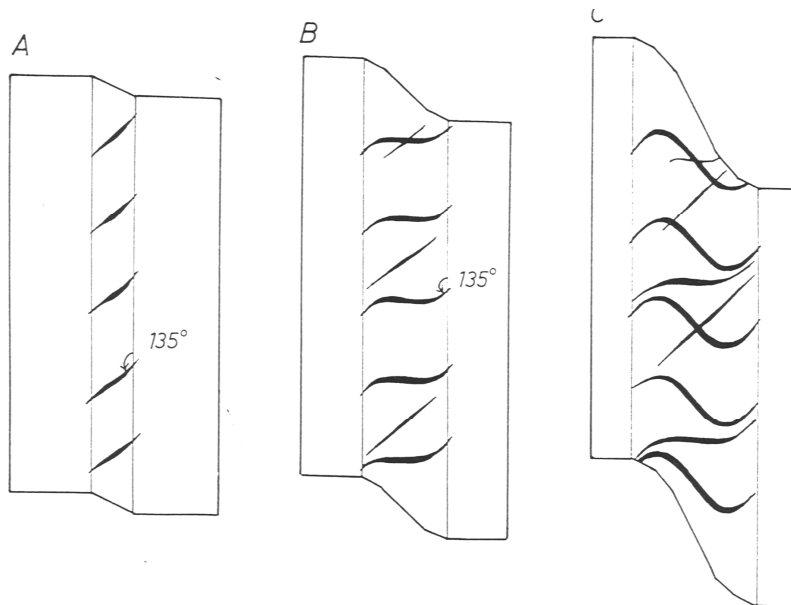


Figure 106. Fentes de tension en échelon déformées par le mouvement relatif sur une zone de cisaillement.

Les stylolithes (*stylolithic joints*) ne sont pas des fractures ; ils sont traités ici en raison de leur fréquente association avec les fentes de tension. Ce sont des surfaces portant des pics et des creux, formées par la dissolution sous pression de la roche. Ils sont perpendiculaires à σ_1 .

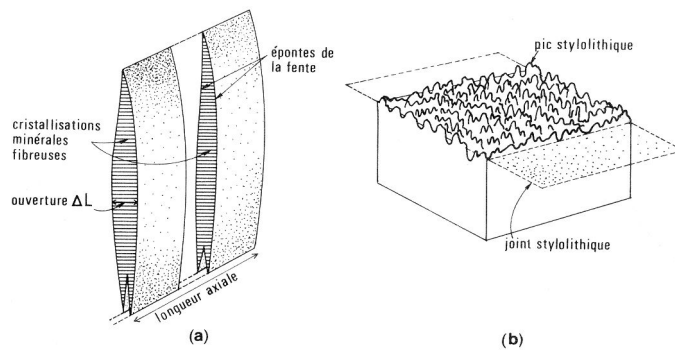


Figure 107. Fentes de tension et joints stylolithiques. σ_1 est vertical dans ce dessin.

3. Les failles

Les failles (*faults*) sont des surfaces sur lesquelles a eu lieu un déplacement (le terme est à l'origine un terme de mineur, il fait allusion au fait qu'une couche « manque » sur une faille). Ce sont des fractures cisailantes.

3.1. Les principaux types de failles

Terminologie issue des mineurs : les failles ont un « toit » (*hanging wall*), le compartiment au-dessus de la faille ; et un « mur » (*foot wall*), en dessous.

a. Failles normales

- Le déplacement sur une faille normale (*normal fault*) est proche de la ligne de plus grande pente du plan de faille (*down dip movement*, ou *dip-slip fault*) ;
- Le mur descend relativement au toit ;
- Il « manque » de la stratigraphie de part et d'autre de la faille ;
- Ce sont des failles en extension (σ_3 horizontal, perpendiculaire à la faille, σ_1 vertical), leur pendage typique est de 60° .

b. Failles inverses et chevauchements

- Le déplacement sur une faille inverse (*reverse fault*) est aussi dans la ligne de plus grande pente ;
- Le mur monte par rapport au toit ;
- La stratigraphie est répétée de part et d'autre de la faille ;
- Ce sont des failles en compression (σ_1 horizontal, σ_3 vertical) ; en théorie elles devraient avoir un angle de 30° (mais en pratique on trouve aussi des failles

inverses très pentées, souvent par réactivation d'anciennes failles normales)

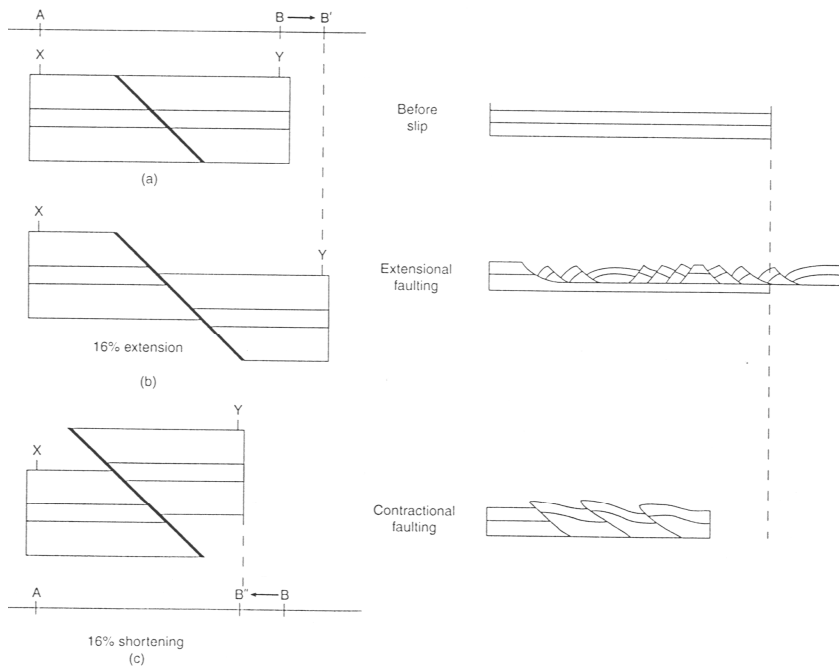


Figure 108. Failles normales et inverses

Les chevauchements (*thrust fault*) sont des failles inverses plates, avec un fort déplacement (pouvant atteindre des dizaines de kilomètres). Ce sont des failles compressives qui résultent en un épaississement et un raccourcissement crustal.

Les chevauchements peuvent séparer des nappes, éventuellement déracinées de leur source, et mettent alors en contact un terrain transporté, allochtone (*allochthonous*) sur un autochtone (*autochthonous*). L'érosion peut creuser des fenêtres (*window*, ou allemand *fenster*) dans une nappe, ou au contraire en isoler des klippe (*klippe*, plur. *Klippen* en allemand)

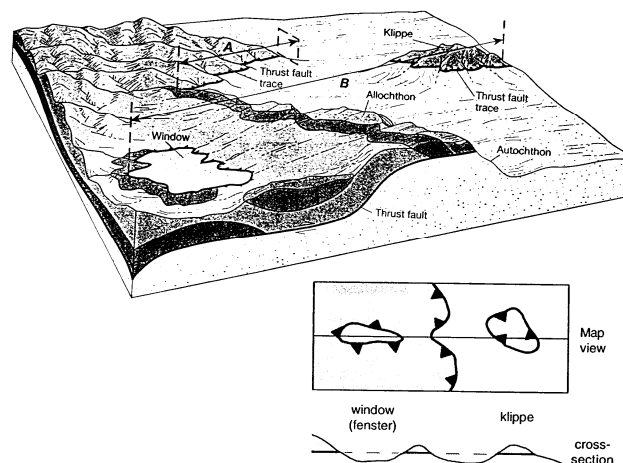


Figure 109. Nappe et chevauchement

c. Failles décrochantes

Les failles décrochantes (*transcurrent*) ont un mouvement essentiellement horizontal (*strike slip fault*). On parle de décrochement (*wrench fault*) pour une faille décrochante à peu près verticale (c'est le cas général).

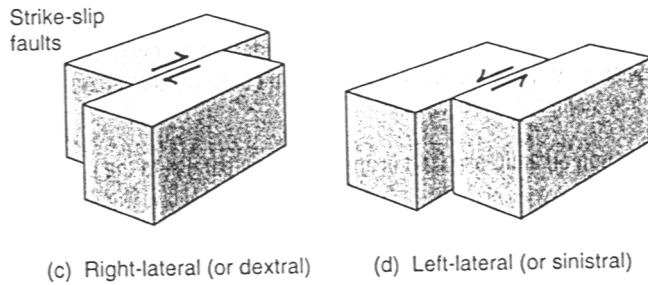


Figure 110. Failles décrochantes

Le mouvement sur une telle faille est définie par rapport à la direction dans laquelle « fuit » le compartiment opposé à celui sur lequel on se trouve : à gauche, faille senestre (*left lateral*) ; à droite, faille dextre (*right lateral*) (*dextral* et *sinistral* existent mais ne sont pas aussi courants).

d. Mouvements composites

La plupart des failles ont en réalité des mouvements composites, qui ne sont pas purement l'un des types décrits (faille normale dextre, décrochante normale, etc.)

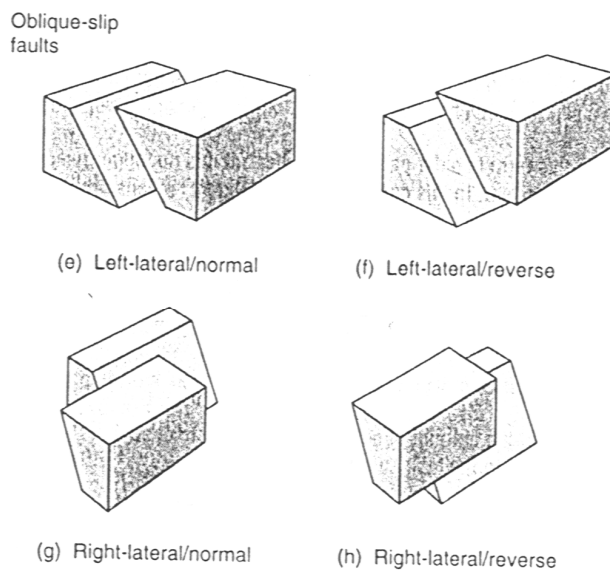


Figure 111. Failles à mouvements composites

Il existe aussi des failles sur lesquelles le mouvement est essentiellement rotationnel : failles en ciseaux (*scissor faults*)

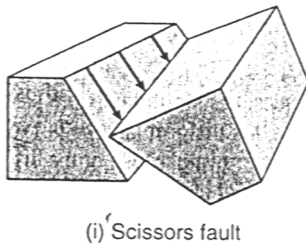


Figure 112. Failles en ciseaux (rotationnelles)

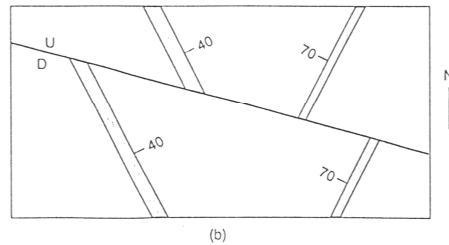
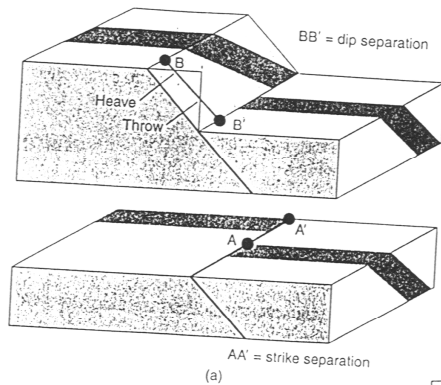


Figure 113. Le déplacement apparent sur une faille n'est pas un bon marqueur !

3.2. Etude des failles sur le terrain

a. Détermination du sens de déplacement

Si on observe un plan de faille exposé, différents indicateurs permettent de déterminer le sens et la direction du glissement :

- Le plan de faille est en général strié (*slickenslide*). L'orientation des stries (*slickenslide lineation* ou *groove lineation*) donne le sens du mouvement ;
- Des stylolithes et des fentes de tension associées peuvent indiquer le sens du déplacement ;
- Des cristallisations de minéraux (calcite en France, le plus souvent) se forment « en aval » de petites irrégularités du plan de faille et forment des écailles

qui donnent le sens du déplacement (*steps, slip fibres*) ;

- Les roches proches de la faille sont tirées et tordues de façon ductile et forment des crochons (fault drag).

Il faut se méfier, en revanche, du déplacement apparent (*fault separation*) en carte : selon l'orientation initiale des couches et de la faille, il peut être tout et n'importe quoi !

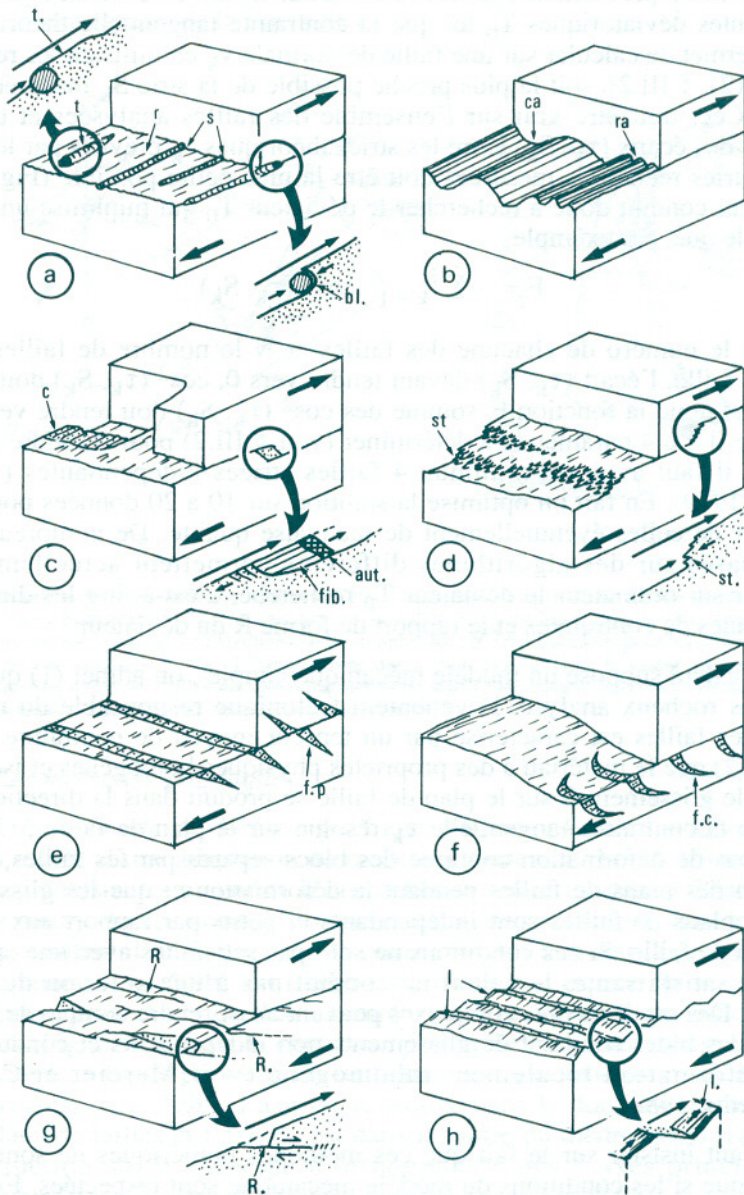


Figure 114.
« Tectoglyphes » :
marqueurs de
glissement sur un plan
de faille.

b. Reconstitution de l'état de contrainte

Voir TD8. Les failles sont en théorie à 30° de σ_1 , avec une population de failles (formées en même temps, à l'évidence !) on peut donc retrouver la direction de la contrainte principale.

Mécanismes au foyer

Si on considère un séisme, correspondant à un mouvement sur une faille active, on peut découper l'espace autour de cette faille en 4 quadrants, séparés par la faille elle-même, et par un plan orthogonal (le plan auxiliaire). Deux de ces quadrants sont en extension, deux en compression.

Les ondes sismiques générées lors de la rupture sur cette faille vont, de la même façon, avoir des caractères différents. Les ondes qui partent du foyer, dans un des quadrants en compression, ont un premier mouvement en compression ; celles qui partent dans un quadrant en extension ont un premier mouvement en extension.

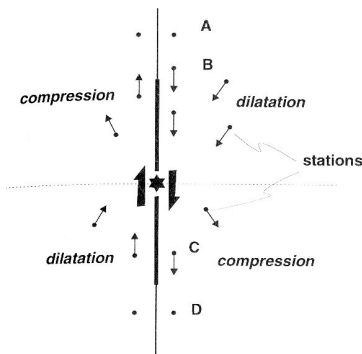
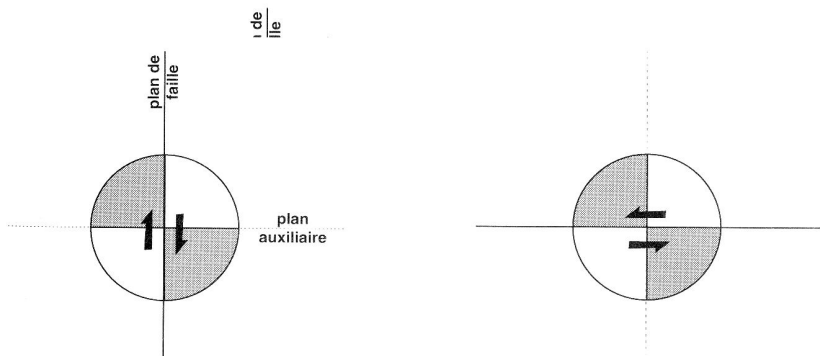


Figure V.2

Déplacements des stations d'enregistrement d'un séisme vers ou en s'éloignant de l'épicentre, et distribution en quadrants compressifs et extensifs. Le séisme est marqué par une étoile, la portion de faille activée pendant le séisme par un trait épais.

Figure 115. Quadrants en extension et en compression lors d'une rupture sur une faille active.



Si on dispose de suffisamment de stations d'enregistrement, on peut donc – pour un séisme donné – faire une sorte de « carte » des parties de l'espace en compression (pour ce séisme), et de celles en extension. En représentant ces données avec une projection stéréographique, on a un schéma qui informe sur le mouvement sur la faille ; par convention, on colorie en général les quadrants compressifs en blanc.

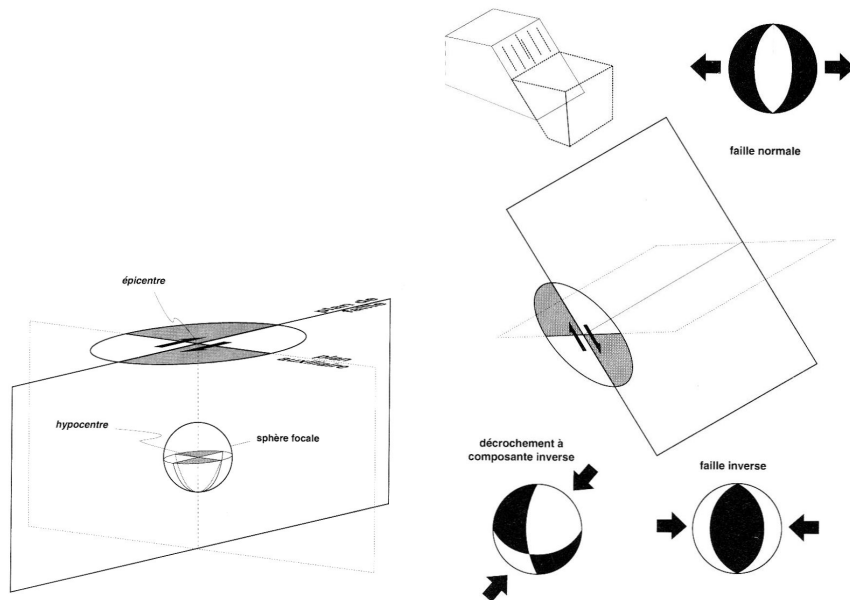


Figure 116. Mécanismes au foyer sur différents types de faille.

Notez que par cette méthode, il est impossible (sauf à avoir des informations géologiques sur la géométrie de la faille !) de décider entre le plan auxiliaire et le plan de faille !

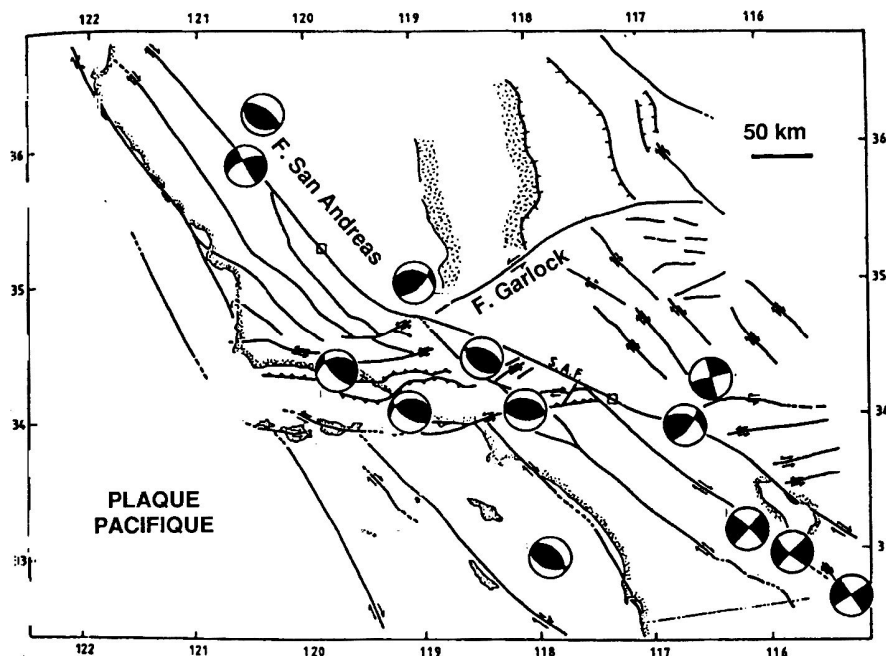


Figure 117. Exemple de carte de mécanismes au foyer, sur un reliai compressif (cf. paragraphe 4.4.b) de la Faille de San Andreas. Arrivez vous à voir le changement entre les segments décrochant et le reliai compressif ?

Inversion de populations de failles

On peut utiliser une approche assez analogue pour retrouver l'orientation de la contrainte qui a crée (ou fait jouer) une population de faille, à supposer qu'il s'agisse bien d'une seule population. En effet, une exigence minimale est que la contrainte σ_1 soit dans le quadrant compressif, et σ_3 dans le

quadrant extensif (on peut même avoir de meilleures informations, cf. discussion en 1.2.c et plus bas; mais en cas de rejou sur une faille existante, on est moins certain de l'orientation relative contrainte–faille. On est au moins certain que σ_1 soit dans le quadrant compressif).

Si on dispose d'informations sur le sens et la direction du mouvement (stries, etc.), on peut alors construire le plan auxiliaire de chaque faille et déterminer les quadrants compressifs et extensifs. En reportant toutes ces informations sur un stéréogramme, on peut restreindre la zone de l'espace où doit se trouver σ_1 : c'est la méthode dite des dièdres droits.

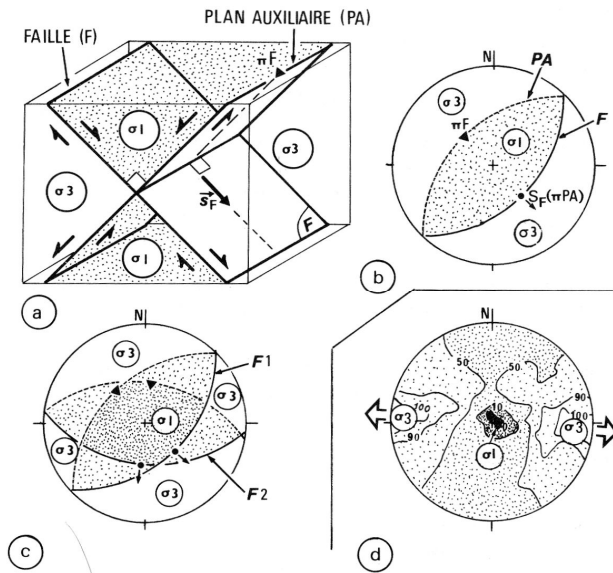


Figure 118.
Détermination des
contraintes par la
méthode des dièdres
droits.

Une méthode analogue marche si on dispose de paires de failles conjuguées ; dans ce cas σ_1 se trouve dans l'angle aigu (« dièdre aigu ») entre les deux failles, et on peut de la même façon restreindre la direction possible de σ_1 .

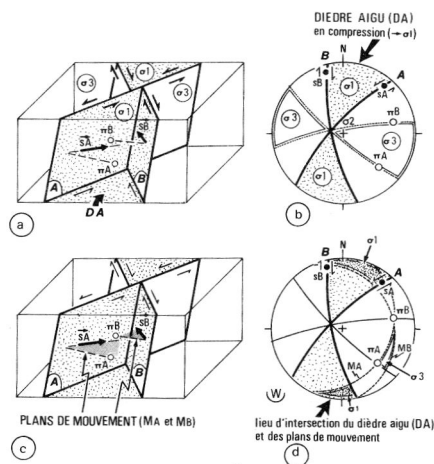


Figure 119.
Détermination des
contraintes par la
méthode des dièdres
aigus.

3.3. La complexité des « vraies » failles

La discussion précédente suppose implicitement des failles idéales : des fragments de plans infinis, et sans épaisseur. C'est en réalité rarement le cas :

a. Les failles ne sont que rarement planes

Les plans de failles ont des irrégularités, dues par exemple à des différences lithologiques, etc. Ces irrégularités créent des complications structurales sur les failles.

En contexte extensif

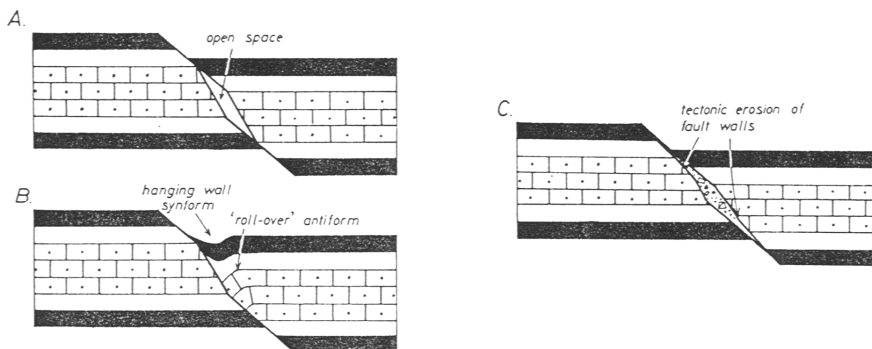


Figure 120. Ici, le pendage d'une faille normale change dans différents matériaux (angle de rupture différent). On crée donc des « vides » (qui sont remplis par des minéralisations, où ici par l'effondrement du toit) ou des « recouvrements » (qui sont détruits par érosion tectonique)

En contexte compressif

En contexte compressif, les chevauchements et failles inverses développent souvent des systèmes de rampes et de plats (*ramps and flats*), avec des failles qui se localisent préférentiellement dans des discontinuités lithologiques (cf. trias gypsifère dans les chaînes sub-alpines), et qui « sautent » d'un niveau faible à l'autre.

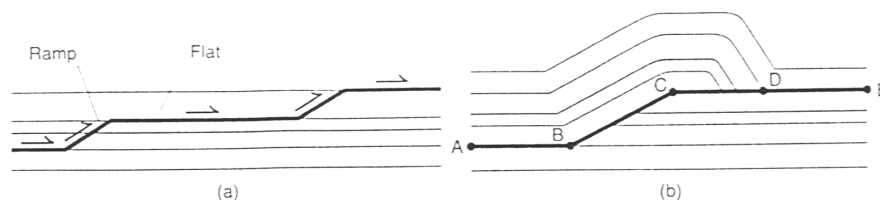


Figure 121. Système de plats et de rampes dans un chevauchement.

En décrochement

En décrochement, de façon similaire aux failles normales, on forme des creux (bassins d'effondrement en « *pull-apart* ») et des zones de compression.

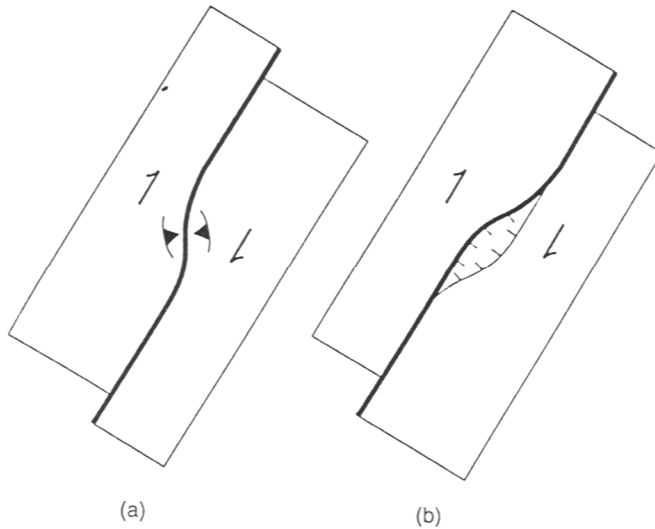


Figure 122. Pull-apart et zones de compression sur un décrochement.

b. Les failles ne sont pas un plan de rupture unique

Les failles ne correspondent que rarement à un plan de rupture unique, ce sont plutôt des zones structurales déformées.

A l'échelle régionale

On observe des faisceaux de failles, avec des failles secondaires (*fault splay*) se branchant sur la faille principale.

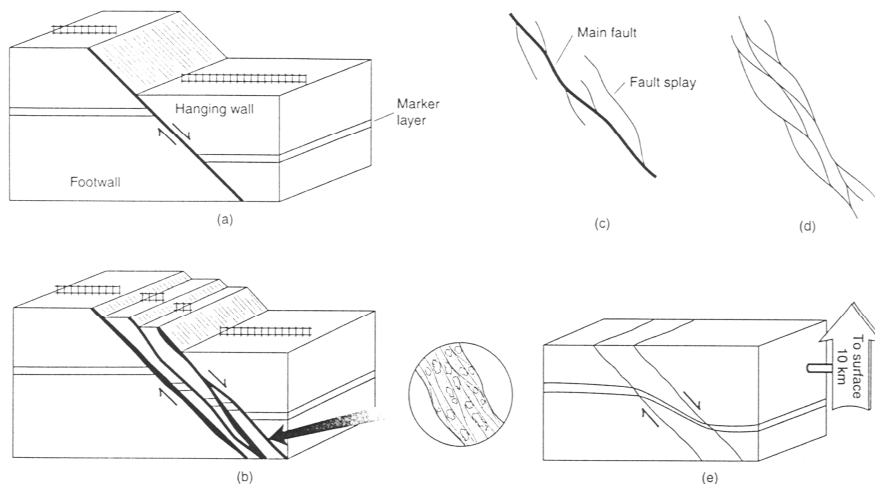


Figure 123. Failles secondaires, zones broyées, zones de cisaillement ductiles associées à « une » faille.

A l'échelle de l'affleurement

Les failles sont fréquemment entourés de fractures tensiles orientées à 15° de part et d'autre de σ_1 : des joints de Riedel.

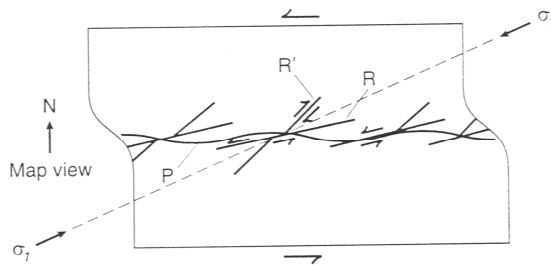


Figure 124. Fractures secondaires autour d'une faille principale : joints de Riedel R et R'

c. Les failles se terminent quelque part

Les failles ne se poursuivent pas indéfiniment, mais se terminent quelque part :

- Elles sont tronquées par des structures plus jeunes (autre faille, discordance) ;
- Elles émergent à la surface de la Terre (faille émergente —*emergent fault*—si elle atteint la surface pendant son activité ; faille exhumée —*exhumed fault*— si l'érosion la met à jour) ; on parle sinon de faille aveugle (*blind fault*) ;
- Elle s'amortit progressivement :
 - Soit parce que la déformation est absorbée de façon élastique, jusqu'au moment où il n'y a plus assez de déformation pour former une faille ;
 - Soit parce que la déformation devient plastique dans un niveau moins compétent (croûte profonde, niveau ductile comme sel, argile...).

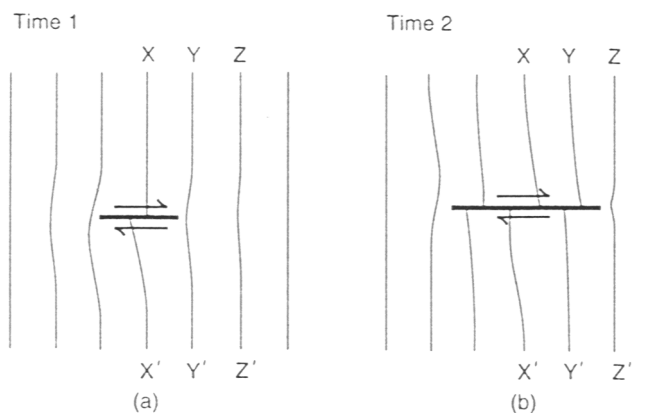


Figure 125. Amortissement élastique d'une faille. Noter aussi la relation entre la longueur, et le déplacement sur la faille.

Souvent, les failles se divisent en une série de failles moins importante près de leur fin (terminaison en queue de cheval, *horsetail*, dont la géométrie donne le sens de mouvement).

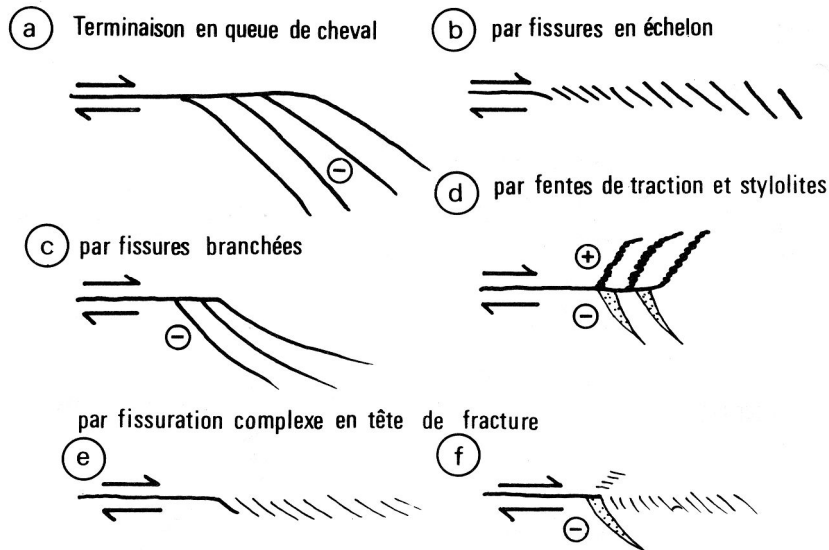


Figure 126. Différents types de terminaison de failles. Notez que dans la plupart des cas on peut s'en servir pour déterminer un sens de mouvement.

Enfin, on peut noter une relation générale entre la longueur d'une faille, le déplacement sur cette faille, et la largeur de la zone de faille (en gros proportionnalité entre les logs de ces valeurs).

d. Les roches de faille

Les failles sont en général associées à des roches broyées et écrasées, qu'on range sous le terme générique de roches de failles (*fault rocks*). Il existe une terminologie complexe selon la taille des fragments, et la nature cohésive ou non des roches formées.

Brèches (fault breccia, fault gouge)

Roche non cohésive, avec des clastes angulaires dans une matrice fine. La taille des fragments peut varier de métrique (*megabreccia*) à sur millimétrique (*gouge*, généralement altéré en argiles rougeâtres).

Cataclasites

Roche cohésive, fragments angulaires en puzzle.

Mylonites

Roche cohésive, fortement foliée ; grains très fins (non visibles à l'œil nu)

Pseudo-tachylites

(Tachylite = terme désuet pour des liquides basaltiques).
Roche cohésive, formée par de la fusion par friction lors de la déformation. Typiquement un verre (parfois dévitrifié). Rare, associé par exemple aux impacts de météorites.

e. Changement de comportement avec la profondeur

Quand la profondeur augmente, changements rhéologiques dus à l'augmentation de la pression et de la température ; on évolue globalement vers des déformations plus ductiles. Les zones de déformation deviennent plus larges, plus diffuses. On passe de failles superficielles avec striations et placages minéraux ; à des failles intermédiaires (transition ductile-cassant) avec des mylonites ou des cataclasites ; à des zones de cisaillement ductiles (éventuellement avec des mylonites) en profondeur.

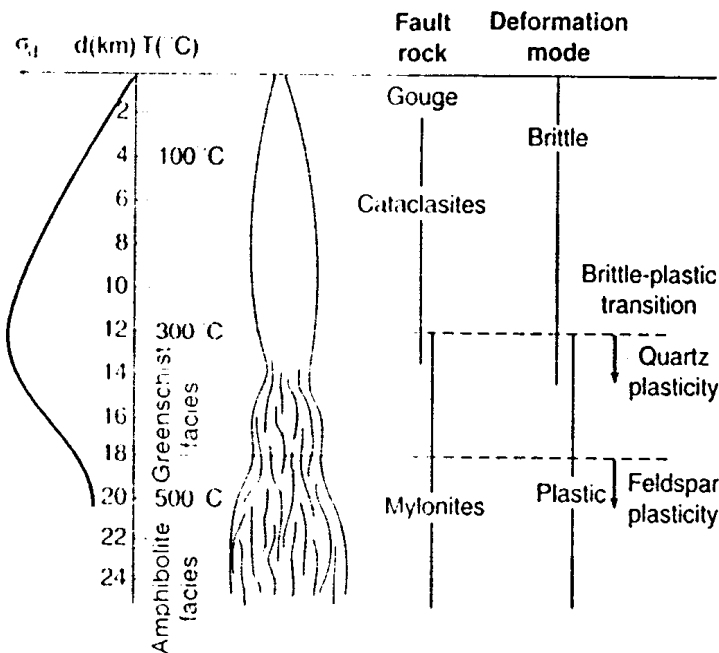


Figure 127. Evolution en profondeur du caractère d'une faille.

3.4. Morphologie associée aux failles

Les failles sont souvent associée à une morphologie reconnaissable, avec un escarpement plus ou moins linéaire (escarpement de faille, ou de plan de faille – *fault-line scarp*, *fault scarp*) ; elles sont très faciles à observer en photo aérienne ou satellite (Google Earth !).

Un escarpement de faille est souvent disséqué en facettes triangulaires (« *flat irons* ») par des ruisseaux perpendiculaires. Sur une faille active, on peut observer des ruisseaux décalés, des terrasses alluviales récentes ou des cônes de déjections découpés par la faille, etc.

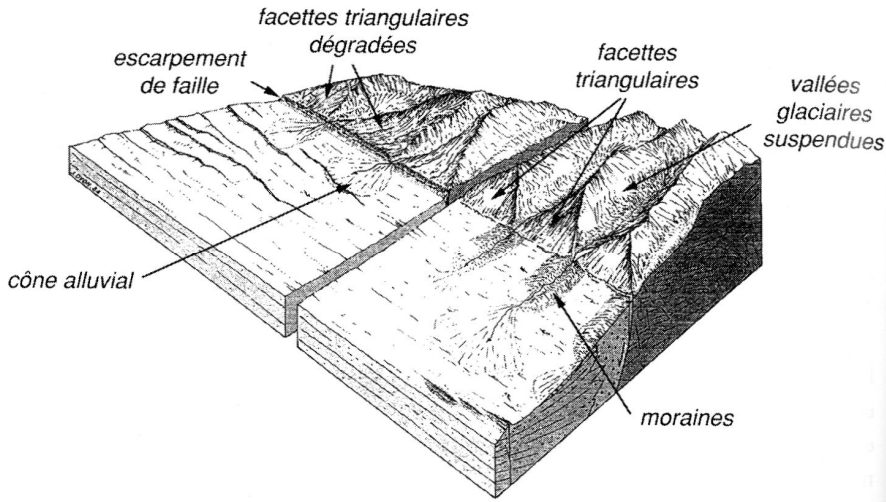


Figure 128. Morphologie associée aux failles du plateau Tibétain.

4. Tectonique cassante à l'échelle régionale

4.1. Systèmes de failles normales

Les systèmes de failles normales se trouvent dans les zones d'extension crustale (rifts, marges passives...), mais aussi dans les zones de convergence (effondrement post-collision).

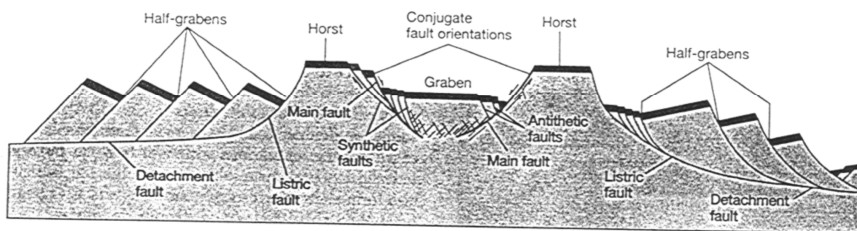


Figure 129. Associations et terminologie des structures extensives cassantes.

On peut noter l'opposition entre deux modèles d'extension crustale :

- Extension symétrique (c'est-à-dire, cisaillement pur à l'échelle de la croûte) ; souvent associée à un amincissement thermique de la lithosphère (magmas, points chauds ?) ;
- Extension dissymétrique (avec amincissement sur une faille normale plate), en cisaillement simple, principalement tectonique.

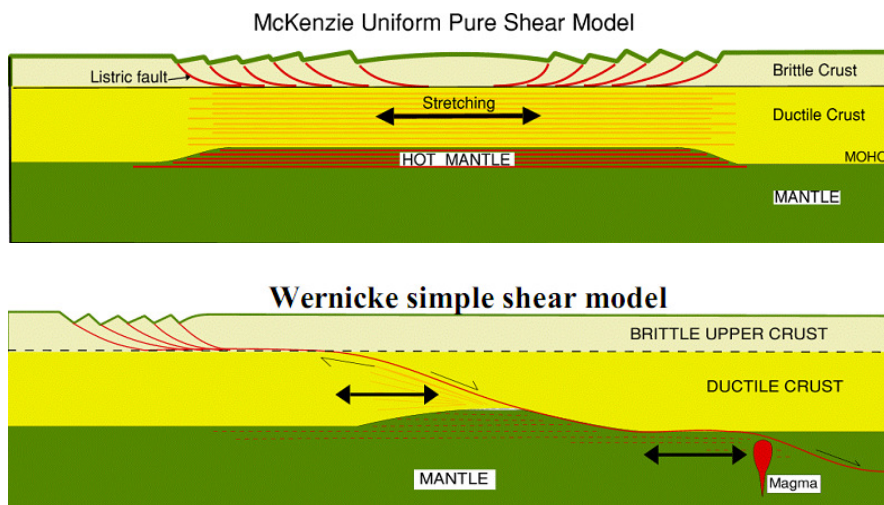


Figure 130. Extension symétrique vs. dissymétrique

a. Extension symétrique : rifts et grabens

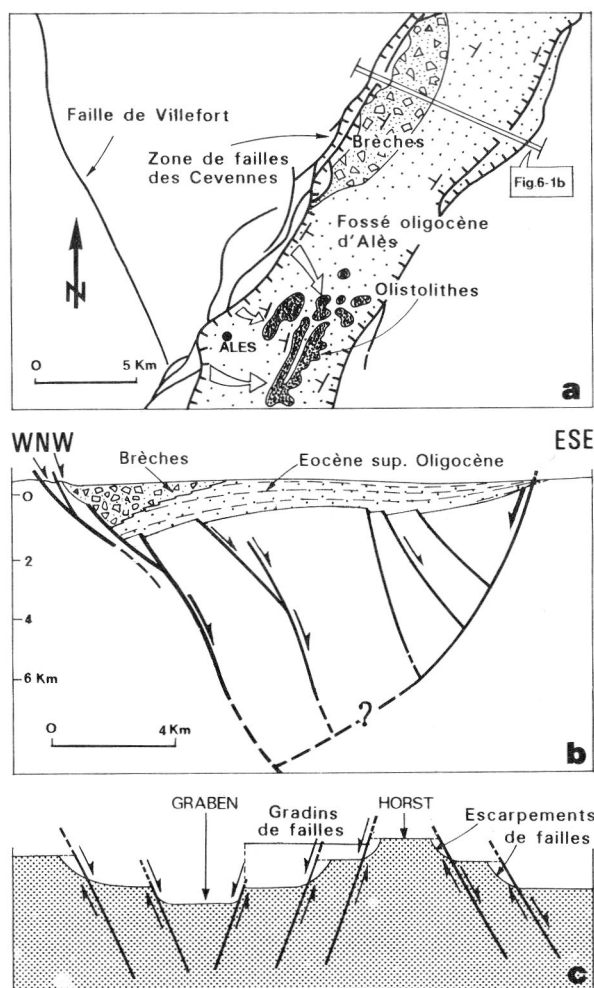


Figure 131. Un exemple de graben dissymétrique, le fossé d'Alès.

En carte, les rifts sont formés de faisceaux de failles normales parallèles (éventuellement avec des relais) ; en coupe, des grabens (*graben*) ou demi-grabens.

Les failles normales crustales sont souvent listriques (*listric*), c'est-à-dire que leur pendage change avec la profondeur (effet de la pression de confinement sur l'angle de rupture, cf. TD2). Les mouvements de blocs ont une composante rotationnelle.

Proche de la surface, les rifts semblent souvent symétriques. Mais en profondeur, il est fréquent qu'une des failles apparaissent comme une faille maîtresse, sur laquelle les failles du côté opposé (failles antithétiques) viennent se brancher : existe-t-il vraiment des rifts symétriques ?

b. Extension dissymétrique, détachements, exhumation de croûte profonde

Il peut arriver que l'extension se fasse sur une faille maîtresse très plate sur laquelle se branchent des failles normales secondaires plus pentées. L'origine de ces failles plates est mal comprise (elles ne semblent pas obéir aux lois de rupture classiques !). On parle de détachement (anglicisme, de *detachment*).

De tels systèmes sont connus dans des contextes d'extension post-orogénique par exemple, avec une extension continue lors de l'exhumation depuis les zones profondes jusqu'à la surface (*metamorphic core complex*).

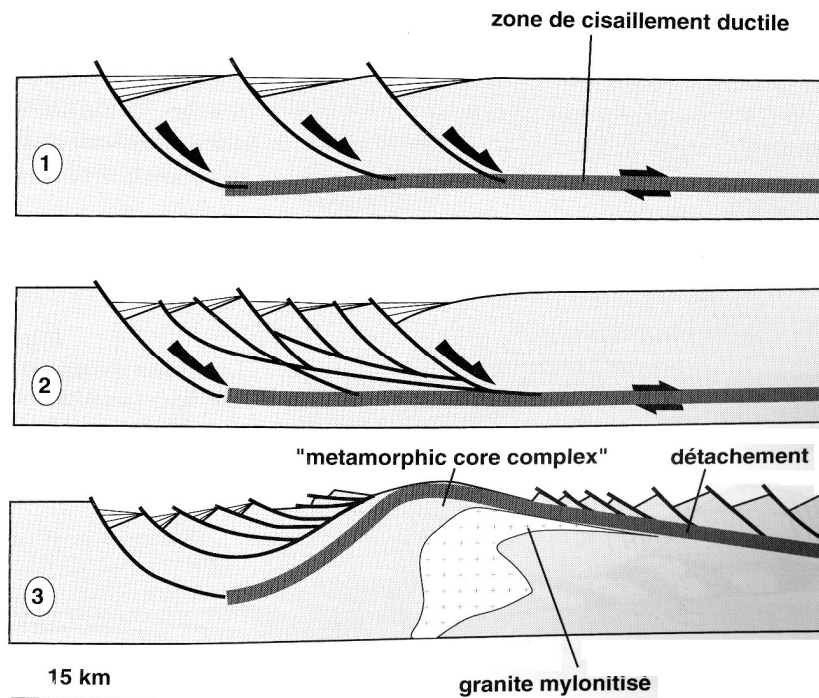


Figure 132. Formation d'un « Metamorphic core complex ».

4.2. Systèmes de failles inverses

Les failles inverses forment rarement de grands systèmes tectoniques à elles seules ; on les trouve associées le plus souvent à des chevauchements ou des décrochements (zones localement compressive).

Elles peuvent prendre une importance particulière dans quelques cas :

a. Inversion tectonique de bassins

C'est le cas dans les chaînes de montagnes comme la chaîne alpine ; les demi-grabens de la marge passive de l'Océan Alpin sont « inversés », c'est-à-dire que les failles normales ont un nouveau jeu, cette fois inverse.

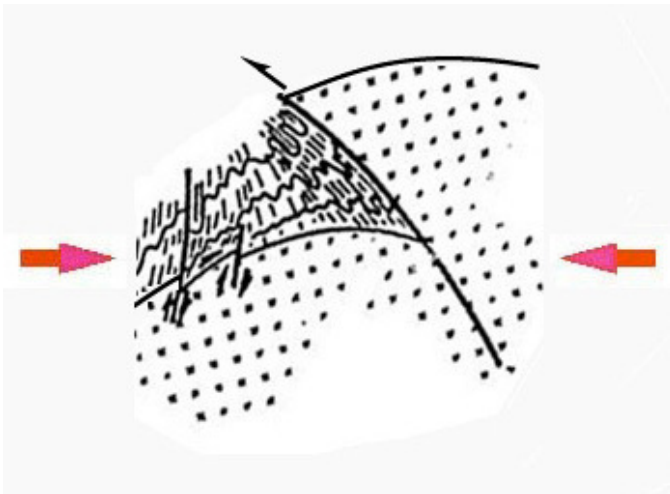


Figure 133. Inversion tectonique d'un demi-graben.

b. Failles inverses associées aux décrochements

Dans des zones compressives sur des décrochements, on peut former des failles inverses branchées sur la faille principale (structures en fleur, *flower structures*)

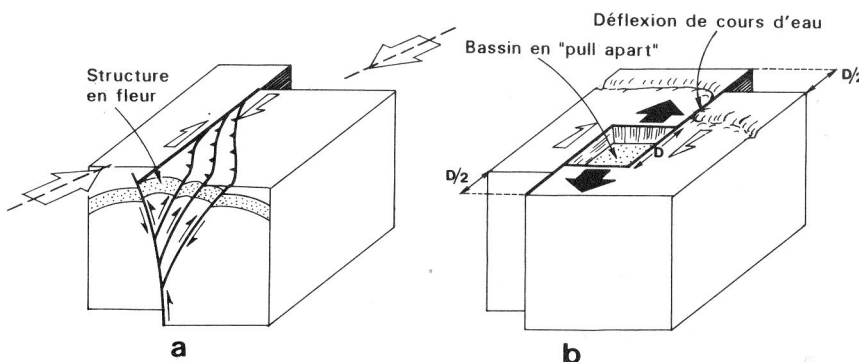


Figure 134. Structures en fleurs associées à un décrochement.

4.3. Chevauchements

Les chevauchements sont l'élément constitutif des chaînes de montagnes, qui sont des piles de nappes à l'échelle crustale, voire lithosphérique.

a. Chevauchements et chaînes de montagnes

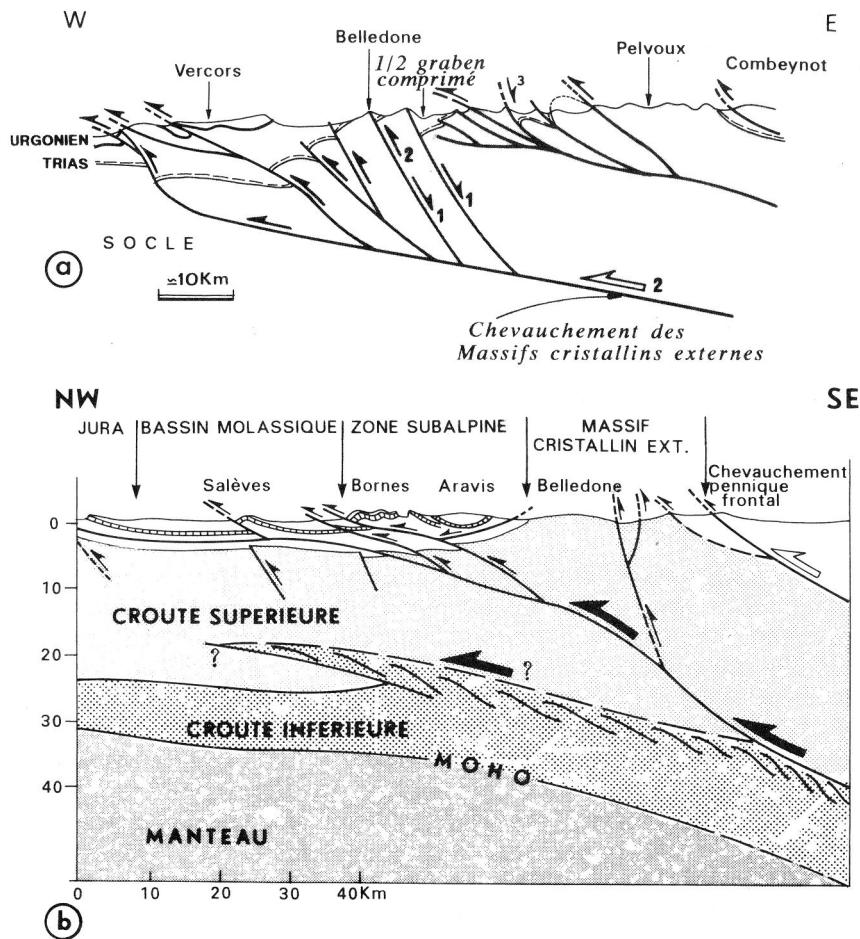


Figure 135.
Chevauchements
d'échelle crustale : les
Alpes occidentales.

Les chaînes de montagnes de type himalayen ont un chevauchement frontal, qui les fait chevaucher leur avant-pays (*foreland*, opposé à *hinterland*). Les chaînes de type andin ont deux séries de chevauchements : ceux associés à la subduction, et des « rétrochevauchements » (*retroarc thrusts*).

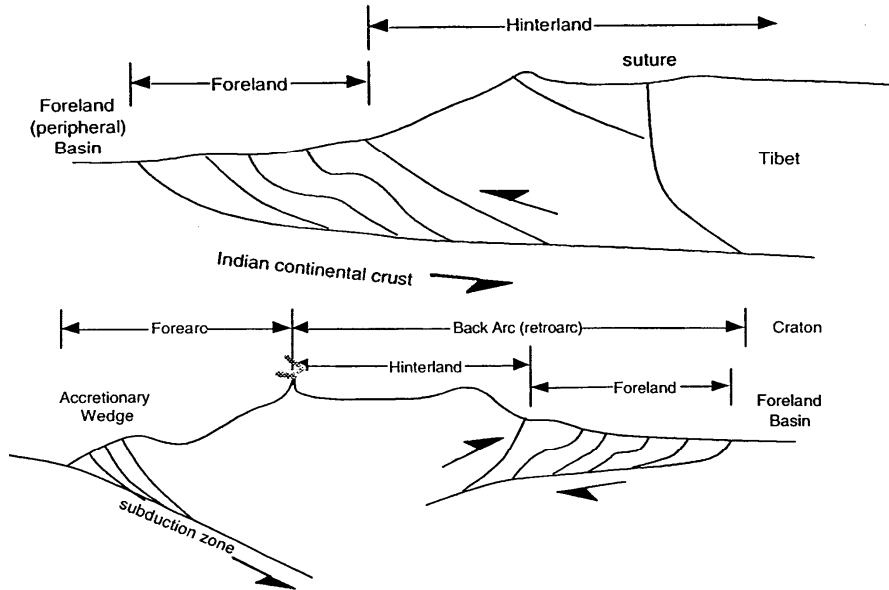


Figure 136.
Chevauchements de
type himalayen et andin.

b. Géométrie et propagation des chevauchements

Comme mentionné plus haut, les chevauchements forment des systèmes de plats et de rampes (*flat and ramps*), éventuellement avec des géométries complexes (rampes latérales à jeu décrochant, rampes frontales proprement inverses)

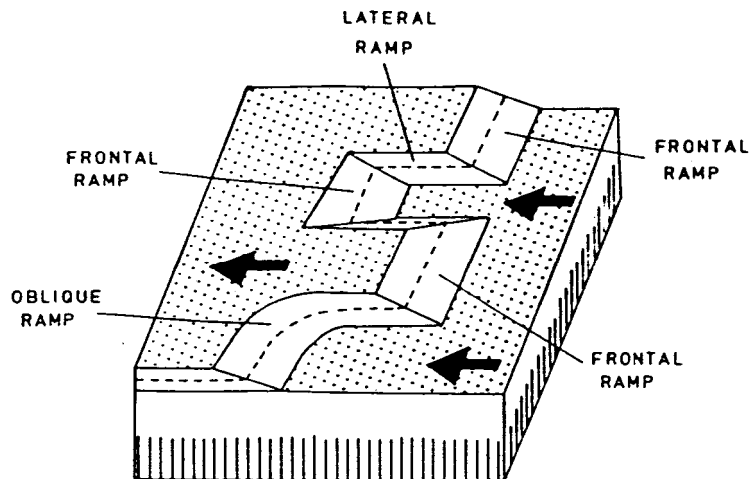


Figure 137. Géométrie
d'un système de rampes

Les chevauchements peuvent s'imbriquer pour former des structures complexes (*duplex*), entre un chevauchement basal (*basal thrust*) et un chevauchement sommital (*roof thrust*).

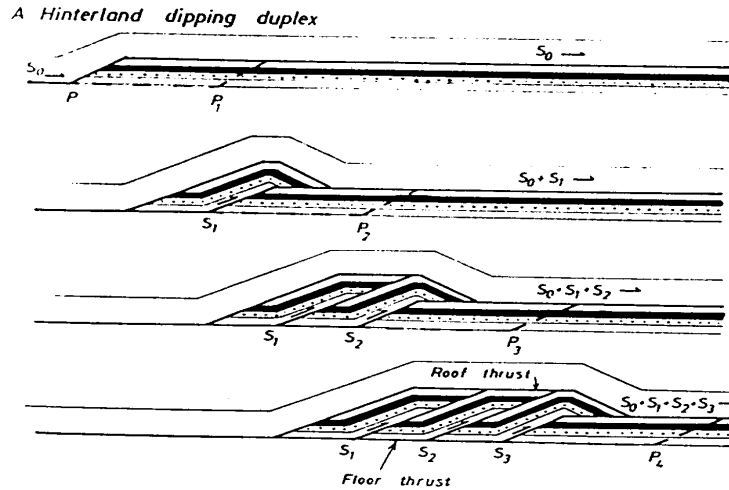


Figure 138. Systèmes de duplex

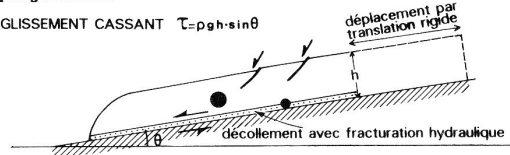
De façon générale, les chevauchements se propagent vers l'avant-pays des chaînes de montagne au cours du temps.

c. Problèmes mécaniques

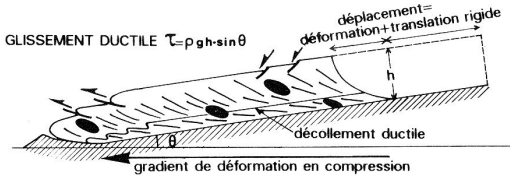
Au point de vue mécanique, les nappes posent des problèmes : comment arriver à excéder la résistance au glissement sur le décollement basal, sans pour autant perdre la cohésion de la nappe (les chevauchements ont un angle très faible, donc la contrainte cisailante y est extrêmement basse. Pour excéder le seuil de rupture sur le décollement, le reste de la nappe devrait être soumis à des contraintes très supérieures à sa rupture) ? Quelle force permet le déplacement en masse ?

Nappes gravitaires

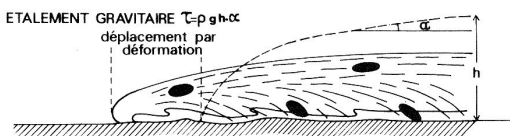
1 GLISSEMENT CASSANT $\tau = \rho g h \cdot \sin \theta$



2 GLISSEMENT DUCTILE $\tau = \rho g h \cdot \sin \theta$



3 ETALEMENT GRAVITAIRE $\tau = \rho g h \cdot \alpha$



Nappes non gravitaires

4 POUSSÉE A L'ARRIERE



Figure 139. Forces pouvant former des nappes

Dans la plupart des cas, le décollement se fait dans des niveaux moins résistants, et/ou est assisté par des surpressions de fluides.

Le mouvement des nappes peut résulter de plusieurs mécanismes :

- Glissement gravitaire (comme un glissement de terrain) ; soit en masse, soit de façon ductile : possible, mais la plupart des chevauchements ne sont pas spécialement inclinés vers l'extérieur ;
- Etalement gravitaire : une zone épaissie de la croûte (chaîne de montagnes) s'effondre latéralement sous son propre poids.
- Poussée à l'arrière : par exemple parce que l'avant pays est subducté sous l'intérieur de la chaîne.

4.4. Systèmes décrochants

Les failles décrochantes (*strike-slip fault*) présentent des caractères différents selon qu'il s'agit de failles transformantes, en limite de plaque (*transform faults*), qui peuvent relier des zones avec des régimes tectoniques différents ; ou de failles coulissantes (usage rare en Français, mais *transcurrent fault* est un terme commun en Anglais) quand il s'agit simplement de décrochements loin de limites de plaques.

a. Structures associées aux décrochements

Les décrochements sont rarement de « simples » failles verticales ; on trouve de nombreuses structures associées :

Irrégularités sur la faille (stepovers) : rides compressives et « pull-aparts »

Comme mentionné plus haut, paragraphe 3.3.a.

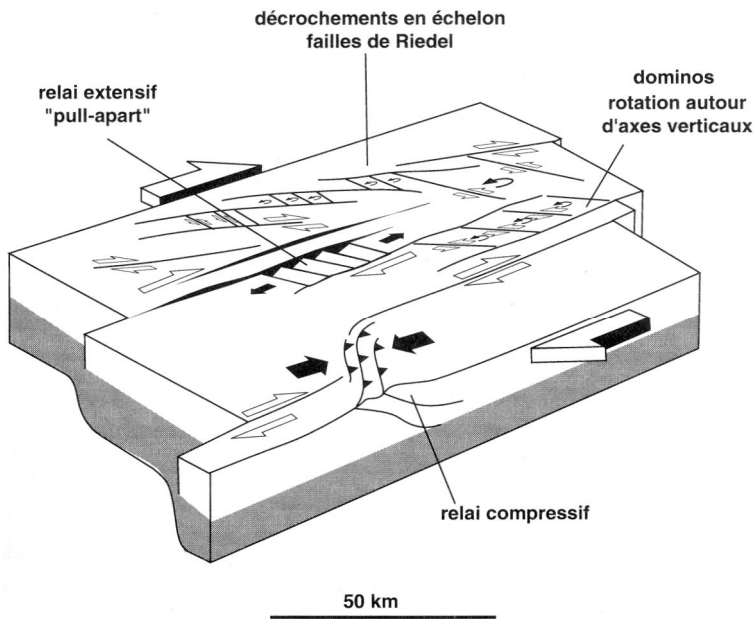


Figure 140. Pull-aparts, rides compressives et rotations de blocs sur une faille décrochante.

Rotations de blocs

Fréquemment, les failles secondaires autour d'un décrochement découpent des blocs rigides, qui tournent progressivement lors de la déformation.

Failles transpressives et transtensives (transpression, transtension)

La plupart des décrochements ne sont pas de « purs » décrochements, mais des zones mixtes avec décrochement et compression ou extension. Dans ce cas, la déformation est le plus souvent partitionnée entre des structures purement décrochantes (la faille principale) et des structures compressives ou extensives, parallèles à la faille, qui découpent des « pop-ups » ou des bassins d'effondrement le long de la faille (structures en fleur extensives ou compressives). Exemples : sillon houiller en extension ; pop-ups dans le Languedoc en compression.

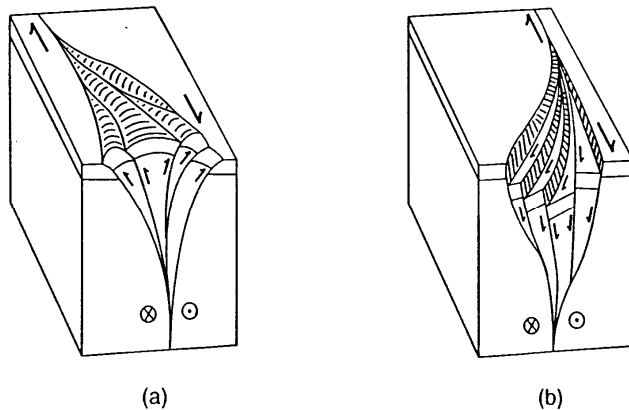


Figure 141. Transtension et transpression.

b. Les failles coulissantes continentales

On les trouve dans différents contextes :

Convergence oblique

Si la convergence est oblique, on forme une chaîne de montagne mixte, décrochante et convergente ; on a là encore partitionnement de la déformation entre des structures de type chevauchement, et des décrochements.

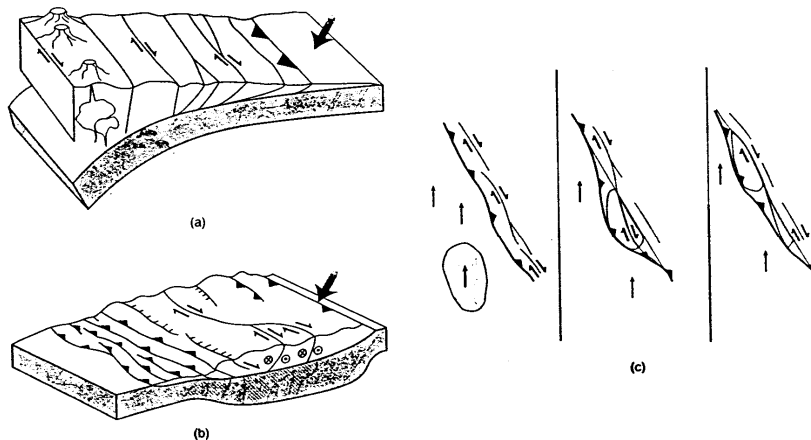


Figure 142. Convergence oblique.

Indentation

La collision par exemple de l'Inde dans la plaque asiatique, résulte dans l'expulsion latérale de blocs rigides, avec un déplacement différentiel accommodé sur des grands décrochements en Asie du Sud Est.

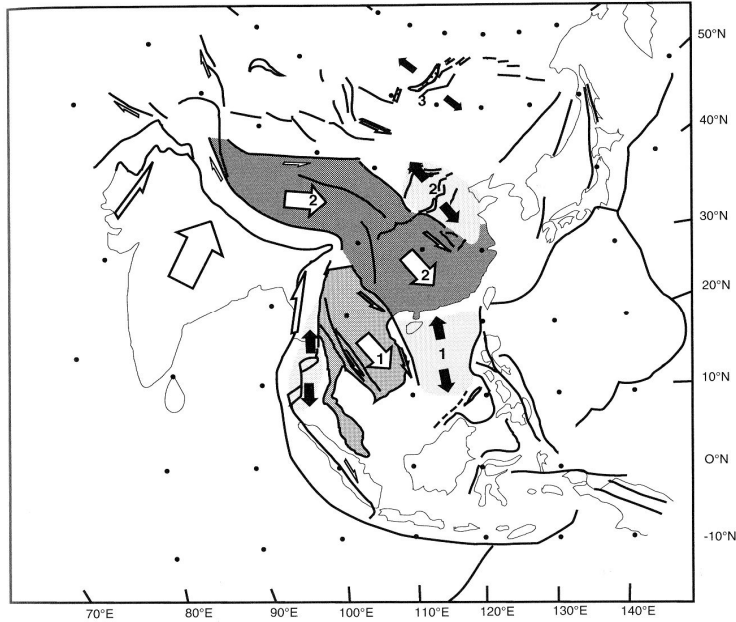


Figure 143. Indentation de l'Asie par l'Inde.

Association avec des ceintures de plis et chevauchements

Dans le cas de σ_1 horizontal (compression), on peut former des failles inverses associés à des plis (si σ_3 est vertical et σ_2 parallèle aux structures) ; mais si on inverse σ_2 et σ_3 , on forme des décrochements conjugués. Pour peu que les valeurs des deux soient voisines, il est très facile d'inverser ces deux directions et de former des associations de plis/chevauchements, et de décrochements (exemple classique du Jura).

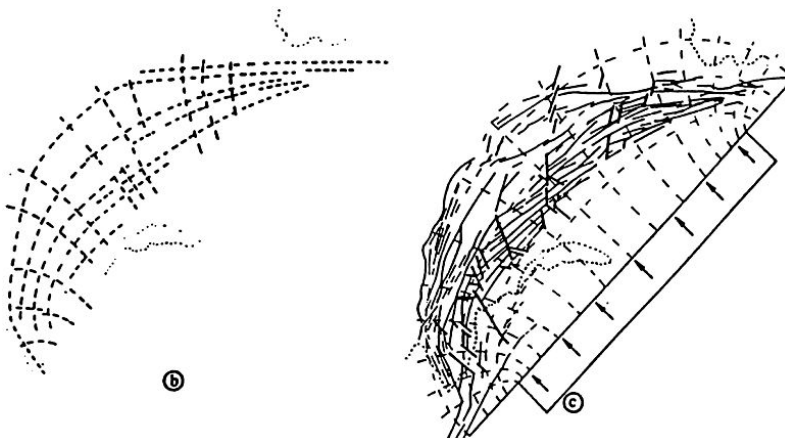


Figure 144. Formation de plis et de chevauchements associés à des décrochements dans le Jura.

Relais dans des systèmes compressifs ou extensifs

Enfin, il est fréquent que des zones extensives (rifts) ou compressives soient décalées de quelques kilomètres ou dizaines de kilomètres, et soient reliées par des failles décrochantes (relais décrochants).

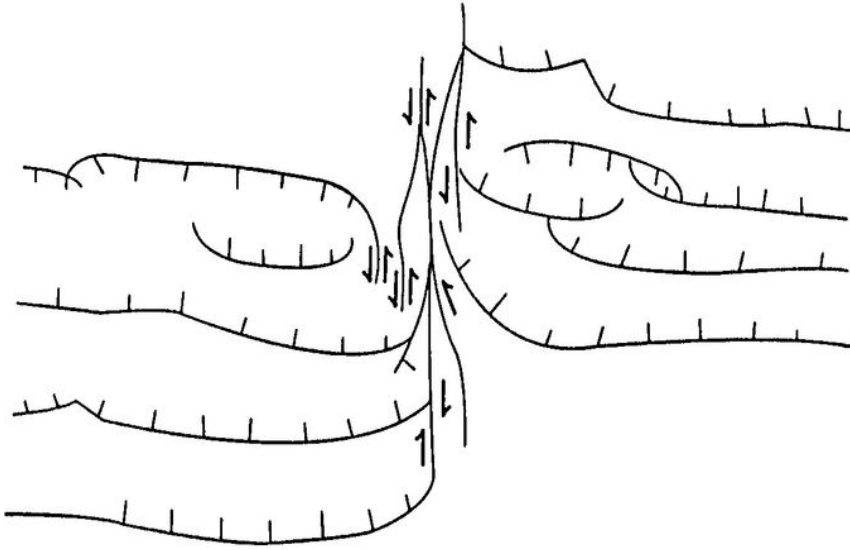


Figure 145. Relais décrochants sur un système de rift.

c. Les failles transformantes

Les failles transformantes (*transform*, ou *transfer faults*) sont des limites de plaques. Elles connectent des limites divergentes ou convergentes entre elles. Leur déplacement accomode la différence entre les mouvements sur les deux limites connectées ; les limites ainsi reliées ne sont *pas* à interpréter comme des marqueurs passifs !

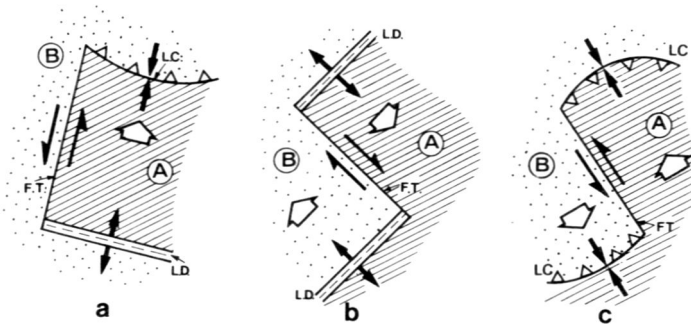


Figure 146. Failles transformantes.

IV. Mini-lexique

Avec équivalents anglais. Attention aux faux-amis.



On trouve parfois des définitions un peu différentes dans la littérature française et anglaise (ou des mots n'existent pas dans une des deux langues). Autant que possible j'ai essayé de trouver des équivalents. Quand ce n'est pas possible, j'ai privilégié l'usage international (anglophone) ; quand il existe plusieurs terminologies j'ai choisi celle des géologues de terrain plutôt que des mécaniciens des roches ; Mercier et Vergely proposent souvent des classifications un peu différentes, ou présentent les choses dans un autre ordre que moi ; leur perspective est celle de mécaniciens du solide plus que de structuralistes de terrain.

1. Mécanique et rhéologie

Force	<i>Force</i>	Une force imposée à un corps crée une accélération, $\vec{F} = m\vec{a}$.
Contrainte	<i>Stress</i>	Une force exercée sur une surface génère une contrainte, $\vec{\sigma} = \frac{\vec{F}}{s}$. Une contrainte est homogène à une pression (s'exprime en unités de pression) mais est orientée (vectorielle, ou tensorielle).
• Contrainte moyenne	<i>Mean stress</i>	La moyenne des trois contraintes principales. Normalement égale à la contrainte lithostatique en géologie.
• Contrainte lithostatique	<i>Lithostatic stress</i>	La contrainte exercée par le poids des roches au-dessus du point étudié. C'est une contrainte isotrope (une pression, donc).
• Contrainte déviatorique	<i>Deviatoric stress</i>	La différence entre la contrainte totale, et la contrainte lithostatique. Elle est responsable des déformations.
• Contrainte normale	<i>Normal stress</i>	Sur un plan donné, la partie de la contrainte qui s'exerce perpendiculairement à ce plan.
• Contrainte tangentielle	<i>Shear stress</i>	Sur un plan donné, la partie de la contrainte qui s'exerce dans ce plan.
• Contrainte principale	<i>Principal stress</i>	Les directions où les contraintes cisailantes s'annulent correspondent aux directions des contraintes principales du système, qui sont orthogonales entre elles (et définissent les vecteurs propres du tenseur des contraintes).
Ellipsoïde des contraintes	<i>Stress ellipsoid</i>	Représentation graphique du tenseur des contraintes.

Tenseur des contraintes	<i>Stress tensor</i>	Description mathématique complète du tenseur des contraintes ; les contraintes varient en intensité et en orientation dans différentes directions de l'espace.
Déformation	<i>Deformation</i>	L'ensemble des changements de forme et de position d'un corps soumis à une contrainte.
• Translation	<i>Translation</i>	Déplacement en bloc, linéaire ; les vecteurs mouvements de tous les points du corps sont parallèles.
• Rotation	<i>Rotation</i>	Déplacement en bloc par pivotement. Les vecteurs mouvement sont tangents à des cercles concentriques.
• Déformation interne (ou distorsion)	Strain	Changement de forme d'un corps. C'est ce qu'on observe le plus souvent en géologie structurale.  <i>En toute rigueur, on devrait en Français utiliser ici « distorsion » ; mais le plus souvent c'est le terme « déformation » qui est utilisé, créant donc une ambiguïté quant au sens de ce mot ! Dans toutes les définitions suivantes, bien que le mot de « déformation » soit le terme consacré par l'usage, c'est en fait bien de distorsion qu'il est question – cf. les équivalents anglais tous construits sur « strain ».</i>
• Changement de volume (dilatation/contraction)	<i>Volume change (dilation/contraction)</i>	La quatrième composante de la déformation.
Déformation finie	<i>Finite strain</i> (ou : <i>total strain</i>)	La déformation totale, entre l'objet initial et l'objet final.
Déformation incrémentale	<i>Incremental strain</i> (ou : <i>progressive strain</i>)	Une étape de déformation, entre deux états de déformation successifs.
Ellipsoïde de déformation	<i>Strain ellipsoid</i>	Représentation de la forme de la déformation ; la forme que prendrait un objet initialement sphérique déformé dans ces conditions.
Taux de déformation	<i>Strain rate</i>	Ou vitesse de déformation. La quantité de déformation par unité de temps. La quantité de déformation est sans unité, et un taux de déformation s'exprime donc en s ⁻¹

Déformation homogène/hétérogène	<i>Homogeneous/inhomogeneous strain</i>	La déformation est homogène si elle est identique en tout point du corps déformé ; dans ce cas des lignes initialement parallèles le restent après la déformation.
Déformation continue/discontinue	<i>Continuous/discontinuous strain</i>	La déformation est continue si ses propriétés varient progressivement, sans rupture, dans l'espace.
Déformation coaxiale / non rotationnelle / cisaillement pur	<i>Coaxial / non rotational strain, pure shear</i>	La déformation est coaxiale si les axes de l'ellipsoïde de déformation restent fixes tout au long de la déformation. S'il n'y a pas de changement de volume, on est dans le cas particulier du cisaillement pur.
Déformation non coaxiale / rotationnelle / cisaillement simple	<i>Non-coaxial / rotational strain, simple shear</i>	Les axes de la déformation tournent pendant la déformation. S'il n'y a pas de changement de volume : cisaillement simple.
Constriction	<i>Constriction</i>	Déformation dominée par l'étirement selon X.
Aplatissement	<i>Flattening</i>	Déformation dominée par l'aplatissement selon Z.
	<i>Oblate</i>	Décrit la forme d'un ellipsoïde de déformation aplati (crêpe)
	<i>Prolate</i>	Décrit la forme d'un ellipsoïde de déformation étiré (cigare).
Paramètre de Flinn	<i>Flinn's parameter</i>	Paramètre décrivant la forme de l'ellipsoïde de déformation, $k = \frac{X/Y - 1}{Y/Z - 1}$. $k > 1$ en constriction et < 1 en aplatissement.
Déformation élastique	<i>Elastic deformation</i>	Déformation instantanée, non-permanente, réversible.
Déformation plastique	<i>Plastic</i>	Déformation progressive, non-réversible.
Cassant	<i>Brittle</i>	Comportement d'une roche qui ne subit que peu de déformation plastique avant la rupture.
Ductile	<i>Ductile</i>	Comportement d'une roche dont la déformation est essentiellement ou totalement plastique.
Comportement anélastique	<i>Anelastic behaviour</i>	Déformation réversible, mais pas instantanée (c'est une variante plus réaliste de la déformation élastique).

Seuil d'écoulement plastique	<i>Yield stress</i>	Valeur de contrainte (déviatorique) au dessus de laquelle une roche passe d'une déformation élastique à une déformation plastique.
Fluage	<i>Creep</i>	Déformation plastique « idéale », où le matériau se déforme sans que la contrainte n'augmente (on ne peut pas accumuler de contrainte).
Visqueux	<i>Viscous</i>	Au sens strict (« idéalement visqueux »), désigne un matériau au comportement Newtonien, qui se déforme (1) sans seuil d'écoulement plastique (il n'a aucune composante de déformation élastique) ; (2) avec une relation linéaire entre contrainte et taux de déformation.
Viscosité	<i>Viscosity</i>	Relation entre taux de déformation et contrainte (rapport entre les deux, pour un corps Newtonien).
Loi de Hooke	<i>Hooke's law</i>	Loi linéaire décrivant la déformation élastique par une relation de proportionnalité entre déformation et contrainte.
Comportement Newtonien	<i>Newtonian behaviour</i>	Comportement idéalement visqueux (voir ce mot).
Critère de Navier-Coulomb	<i>Navier-Coulomb criterion</i>	Critère de rupture basé sur une relation entre contraintes normales et cisailante sur un plan : rupture si $\tau > C_0 + a.\sigma_N$
Cercle de Mohr	<i>Mohr circle</i>	Diagramme représentant de façon graphique les relations entre contraintes normale et cisailante. Utilisé pour décrire la géométrie de la rupture.
Résistance	<i>Strength</i>	Contrainte maximale que peut supporter un matériau, que ce soit une limite de rupture ou de fluage.

2. Déformation ductile

Eléments structuraux planaires	<i>Foliation</i> 	N'importe quel élément structural planaire !	
• Schistosité	<i>Cleavage, (disjunctive cleavage)</i>	Elément structural planaire, correspondant à un débit préférentiel de la roche	Discontinuité mécanique (débit préférentiel)
• Foliation			
	Schistosity, (=phyllitic cleavage, slaty cleavage)	Elément structural planaire correspondant à l'alignement des micas (formés lors du métamorphisme syn-déformation), ou des argiles	Discontinuité minéralogique (feuillets de nature minéralogique différentes, résultant d'un métamorphisme)
	 <i>Gneissosity</i>	Litage compositionnel dans des conditions métamorphiques de degré moyen à élevé, avec des lits de compositions minéralogiques différentes.	
Linéation	<i>Lineation</i>	Elément structural linéaire	
• Linéation d'intersection	<i>Intersection lineation</i>	Intersection entre deux plans (pas très intéressant, ça n'apporte aucune information supplémentaire !)	
• Linéation de crénulation (de microplis)	<i>Crenulation lineation (form lineation)</i>	Linéation marquée par des axes de (micro)plis, parallèles.	
• Linéation d'étirement (ou d'allongement)	<i>Stretching lineation</i>	Linéation marquée par l'allongement d'objets pre-existants (minéraux, fossiles, galets...).	

• Linéation (de croissance) minérale	<i>Mineral (growth) lineation</i>	Linéation marqué par l'allongement de minéraux (orientation préférentielle, minéraux étirés...). Si les minéraux ont grandi de façon syn-tectonique, linéation de croissance minérale.
• Linéation de boudinage		Linéation marquée par des niveaux compétents découpés par boudinage.



Seules les linéations d'étirement et les linéations minérales sont parallèles à l'axe X de l'ellipsoïde déformation finie !

Bande (zone) de cisaillement (ductile)	<i>(ductile) shear band (zone) ; high-strain zone</i>	Zone (généralement un plan, une ligne en carte) de localisation de la déformation ductile.
Indicateurs de sens de cisaillement	<i>Shear sense indicators (criteria) ; kinematic indicators</i>	N'importe quel critère (objet déformé, géométrie...) qui permet de définir un sens de cisaillement.
Structure C/S	<i>C/S fabric</i>	Structure sigmoïde, avec deux familles de plans à angle aigu les uns des autres : des plans de cisaillement (C) et des plans de foliation (S).
??Amas de micas	<i>Mica fish</i>	Amas losangique de mica, limité par des plans de cisaillement et contenant une foliation.
Claste sigmoïde	<i>Sigma clast</i>	Claste avec des surcroissances dissymétriques (ombres de pression = <i>pressure shadow</i>), qui ont grandi de cette façon
Claste en delta	<i>Delta clast</i>	Clastes avec des surcroissances dissymétriques, qui ont tourné après leur formation.
Boudinage	<i>Boudinage</i>	Déformation d'une couche plus compétente qui est cassé par étirement au moins local en fragments réguliers.
L, LS, S ; fabrique planétaire, linéaire	<i>Planar, linear fabric</i>	Décrit différents types de fabrique ductile, dominés par une linéation, une foliation, ou les deux (cf. paramètre de Flinn).
Crénulation	<i>Crenulation</i>	Micro-plis très serrés affectant (en général) une schistosité préexistante.
Transposition	<i>Transposition</i>	Effacement d'une fabrique (tectonique ou primaire) par déformation : rotation, allongement, etc., pour former une nouvelle fabrique tectonique.

Mécanismes de déformation :

• Macle de déformation	<i>Mechanical twin</i>	Macles minérales (calcite ou plagioclase typiquement), formées par la déformation du réseau cristallin.
• Pression-dissolution (ou dissolution sous contrainte)	<i>Pressure solution (dissolution creep, si c'est un mécanisme de fluage)</i>	Dissolution de parties des minéraux sous l'effet de la pression (et recristallisation dans d'autres parties de la roche, en général !), en présence de fluides.
• Fluage par diffusion	<i>Diffusion creep</i>	Fluage par transport d'éléments chimiques d'un coté des cristaux à un autre.
• Fluage-dislocation	<i>Dislocation creep</i>	Fluage par déformation des cristaux et glissement le long de défauts du réseau cristallin.
• Recuit	<i>Annealing</i>	Rééquilibration texturale par formation de nouveaux grains, plus grands que ceux issus de la déformation, généralement avec une texture à joints à 120°.

Pli	<i>Fold</i>	
• Axe	<i>Axis</i>	Axe de courbure principale du pli.
• Plan axial	<i>Axial plane</i>	Plan défini par les axes de toutes les surfaces courbées ensemble dans le pli.
• Crête	<i>Crest, culmination</i>	Sommet (topographique) du pli, pas nécessairement confondu avec son axe.
• Charnière	<i>Hinge</i>	Point de plissement maximal, en 2D : équivalent 2D de l'axe.
• Flanc	<i>Limb</i>	Parties relativement droites du pli, reliant deux charnières.
Pli cylindrique	<i>Cylindrical fold</i>	Pli dont la forme ne change pas par translation le long de l'axe.
Synforme, antiforme	<i>Synform, antiform</i>	Synforme: pli dont les flancs pendent de façon concentrique (vers un centre commun) ; Antiforme : les flancs pendent de façon opposée (antithétique)
Synclinal, anticlinal	<i>Syncline, anticline</i>	Synclinal: pli où les couches les plus jeunes sont au coeur.

Forme des plis :

• Pli ouvert/serré/isoclinal	<i>Open/tight/isoclinal</i>	Décrit le degré d'ouverture d'un pli.
• Pli droit/incliné/déversé/couché	<i>Upright/Inclined/Overturned/Recumbent fold</i>	Décrit le pendage du plan axial, de vertical à horizontal.
• Pli isopaque	<i>Isopach, parallel fold</i>	Pli où l'épaisseur d'une couche ne change pas si on la suit. Pose des problèmes de volume au coeur du pli.
• Pli semblable	<i>Similar fold</i>	Pli où l'épaisseur d'une couche change (épaisse à la charnière, mince sur les flancs). Chacune des couches empilée a la même forme et le pli peut se « répéter » indéfiniment.
• Pli en genou	<i>Kink fold</i>	Pli avec des charnières très étroites, à angle aigu.
• Pli coffré	<i>Box fold</i>	Pli avec des flancs verticaux et horizontaux, séparés par des charnières assez serrées.
• Pli déraciné	<i>Rootless fold</i>	Pli dont les flancs ont été étirés au point d'avoir disparu.
• Pli en fourreau	<i>Sheath fold</i>	Pli dont l'axe est courbe, qui forment des cylindres ou quasi-cylindres.
Schistosité de plan axial	<i>Axial planar cleavage</i>	Schistosité parallèle à l'axe du pli, formée en même temps.
Plis parasites	<i>Parasitic folds</i>	Plis de second ordre sur les flancs d'un pli principal.
Interférence de plis	<i>Fold interference</i>	Structures formées par plusieurs phases de plissement affectant la même région.

Modes de plissement :

• Pli par flexure		Pli formés par déformation « externe » d'une couche, sans déformation dans la masse. Plis « actifs ».
• Flambage	<i>Buckling</i>	Mode de déformation d'une poutre ou d'une plaque que l'on serre à ses extrémités.
• Plissement par déformation de flanc, de charnière	<i>Flexural folding, neutral surface folding</i>	Modes d'accommodation de la déformation en plissement flexural ; elle peut se concentrer dans les flancs ou dans les charnières du pli.

• Ligne neutre	<i>Neutral line</i>	Dans un pli par déformation de charnière, une ligne (ou surface) neutre sépare une partie interne en compression, d'une partie externe en extension.
• Extrados, intrados	<i>Outer arc, inner arc</i>	Partie externe (resp. interne) du pli.
• Plissement par cisaillement	<i>Shear folding</i>	Plissement par cisaillement hétérogène ; les différences d'intensité de la déformation font que un marqueur passif, sans rôle mécanique, est diversement déformé et apparaît plissé. Plis « passifs ».
Association de plis et chevauchements	<i>Fold-and-thrust belt</i>	Structures typiques des zones externes des chaînes de montagnes. Les chevauchements sont souvent des flancs inverses de plis couchés, étirés jusqu'à la rupture. A l'inverse des plis accommodent la déformation entre des chevauchements imbriqués.

3. Déformation cassante

Fractures de Griffith	<i>Griffith cracks</i>	Microfractures présentes dans une roche apparemment massive, sur lesquelles la rupture s'initie.
Fentes de tension	<i>Tensile cracks (mécanique), tension gashes (observées sur le terrain)</i>	Fentes formées par une rupture en tension, perpendiculaire à σ_1 (faibles pressions de confinement).
Fractures cisailantes	<i>Shear fractures</i>	Fractures formées par rupture oblique, à plus fortes pressions de confinement.
Failles (ou fentes) conjuguées	<i>Conjugate faults</i>	Failles symétriques, généralement à 60° d'angle, formées par un épisode de déformation.
En échelon	<i>En-echelon</i>	Failles ou fentes parallèles et décalées.
Joint ou fracture	<i>Joint, fracture</i>	Plan de rupture sur une roche sans déplacement associé.
	<i>Stockwork</i>	Forme de brèche formée par un système de joints, souvent avec des minéralisations dans les fractures.

Prismation en orgues basaltiques	<i>Columnar jointing</i>	Joints formés par diminution de volume lors du refroidissement de roches volcaniques.
Stylolithes	<i>Stylolithic joints</i>	« Fractures » irrégulières, formées par pression-dissolution. Souvent associés à des fentes de tension.
Faille	<i>Fault</i>	Plan de rupture avec déplacement associé.
• Mur	<i>Foot wall</i>	Compartiment en dessous de la faille.
• Toit	<i>Hanging wall</i>	Compartiment au dessus de la faille.
• Dextre, senestre	<i>Dextral, sinistral</i> ou (plus commun) <i>right-lateral, left-lateral</i>	Indique le sens de mouvement sur une faille ; il se définit par la direction du mouvement apparent du compartiment opposé pour un observateur debout sur un des cotés de la faille.
• Déplacement apparent	<i>Fault separation</i>	La distance, en carte (ou en coupe) entre deux points d'une même couche interrompue par une faille. C'est un déplacement apparent, car il n'informe que très imparfaitement sur le déplacement réel le long de la faille.
Plan de faille strié	<i>Slickenslide</i>	Plan de faille portant des « éraflures » formées par le mouvement sur celle-ci.
Stries	<i>Slickenslide lineation, groove lineation</i>	Les éraflures elles-mêmes. Leur orientation donne le sens du mouvement.
Ecailles (sur un plan de faille)	<i>Steps, slip fibres</i>	Précipitations minérales sur un plan de faille. Leur asymétrie peut informer sur la direction du mouvement.
Quadrant en compression/extension	<i>Compressive/extensive quadrant</i>	Lors d'un mouvement (séisme) sur une faille, la partie de l'espace qui subit une compression/une extension. Deux quadrants de chaque type.
Plan auxiliaire	<i>Auxiliary plane</i>	Plan imaginaire, perpendiculaire à la faille et à la direction de mouvement. Le plan de faille et le plan auxiliaire séparent les cadrans en compression et en extension.

Failles secondaires	<i>Fault splay</i>	Failles mineures associées, et se branchant, sur une faille principale.
Joints de Riedel	<i>Riedel joints</i>	Joints associés à une faille, avec une orientation de 15° de part et d'autre de σ_1 .
Terminaison en queue de cheval	<i>Horsetail</i>	Amortissement d'une faille, sous la forme d'un groupe de failles ou fractures se branchant sur la faille principale.
Brèches de failles	<i>Fault breccia, fault gouge</i>	Roches broyées, formés de fragments anguleux dans une matrice souvent altérée en argiles, formée par le jeu de la faille.
Cataclasite	<i>Cataclasite</i>	Roche de faille cohésive, fragments angulaires en puzzle.
Mylonite	<i>Mylonite</i>	Roche de faille cohésive, fortement foliée, à grains très fins.
Pseudo-tachylite	<i>Pseudo-tachylite</i>	Roche de faille formée par fusion le long de la faille (c'est un verre à l'origine).
Escarpement de faille	<i>Fault scarp</i>	Ligne topographique formée par le jeu sur la faille.
Faille normale	<i>Normal fault</i>	Faille où le compartiment supérieur descend par rapport au mur.
• Graben	<i>Graben</i>	Système formé par des failles normales conjuguées, qui définissent une zone effondrée et souvent remplie de sédiments (syn-faille).
• Détachement	<i>Detachment</i>	Faille normale plate. S'observe souvent en association avec les « core complex ».
• Metamorphic core complex	<i>Metamorphic core complex</i>	Dôme de croûte inférieure, exhumée par extension le long de failles normales (détachement).
Faille inverse	<i>Reverse fault</i>	Faille où le toit monte par rapport au mur.

Chevauchement	<i>Thrust</i>	Faïlle inverse plate, souvent avec transport important.
• Nappe	<i>Nappe</i>	Unité de roches transportée tectoniquement par un chevauchement, potentiellement à de très grandes distances de sa région d'origine.
• Autochtone, allochtone	<i>Autochthonous, allochthonous</i>	Respectivement, les terrains sous un chevauchement (qui sont restés sur place) et dans la nappe (qui ont été déplacés).
• Fenêtre	<i>Window, parfois alld. Fenster</i>	Zone où une nappe a été érodée, et où l'autochtone apparaît.
• klippe	<i>Klippe (plur. Alld Klippen)</i>	Zone où un fragment de nappe a été isolé au milieu de l'autochtone par érosion.
• Rampes et plats	<i>Ramps and flats</i>	Forme « en marche d'escalier » d'un chevauchement, avec des plats qui suivent des interfaces géologiques et des rampes qui les relient.
• Duplex	<i>Duplex</i>	Système de chevauchements empilés.
• Décollement	<i>Basal thrust</i>	Chevauchement de base d'un système de nappes.
Décrochement	<i>Strike slip fault (opposé de dip-slip fault); Wrench fault</i>	Faïlle généralement verticale ou sub-verticale, avec un jeu essentiellement horizontal.
• Faille transformante	<i>Transform (ou transfert) fault</i>	Décrochement qui constitue une limite de plaques.
• Faille coulissante (rare)	<i>Transcurrent fault</i>	Décrochements sans limite de plaques.
• Transpression, transtension	<i>Transpression, transtension</i>	Jeu mixte sur une faille, décrochant et compressif ou extensif.
• Pull apart	<i>Pull apart</i>	Structure extensive formée sur une irrégularité d'un décrochement, avec un bassin losangique.
• Structure en fleur	<i>Flower structure</i>	Structure compressive formée sur une irrégularité d'un décrochement, avec un système de failles inverses parallèles au décrochement.